

THESE DE DOCTORAT D'ETAT

présentée à

L'UNIVERSITE DE CAEN

(U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL)

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Claude LARSONNEUR

Agrégé des Sciences Naturelles

**MANCHE CENTRALE et BAIE de SEINE:
géologie du substratum et des dépôts meubles.**

Soutenue le 20 mars 1971

MM. C. PAREYN,	Professeur à l'Université de Caen....	Président
L. DANGEARD,	Professeur honoraire à l'Université de Caen	} Examineurs
M. LANTEAUME,	Professeur à l'Université de Caen...	
C. POMEROL,	Professeur à l'Université de Paris VI	
D. CURRY,	Professeur à l'University College, Londres.....	} Membres invités
P. HOMMERIL,	Maître de Conférences à l'Université de Rouen	



THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DE CAEN
PAR
Monsieur Claude LARSONNIER
Digitized by the Internet Archive
in 2026
MANSION CENTRALE DE TRAVAIL DE RECHERCHE
géologie du substratum et des séries géologiques
supérieures de Caen (I)

THESE DE DOCTORAT D'ETAT

présentée à

L'UNIVERSITE DE CAEN

(U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL)

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Claude LARSONNEUR

Agrégé des Sciences Naturelles

**MANCHE CENTRALE et BAIE de SEINE:
géologie du substratum et des dépôts meubles.**

Soutenue le 20 mars 1971

MM. C. PAREYN,	Professeur à l'Université de Caen....	Président
L. DANGEARD,	Professeur honoraire à l'Université de Caen	} Examineurs
M. LANTEAUME,	Professeur à l'Université de Caen...	
C. POMEROL,	Professeur à l'Université de Paris VI	
D. CURRY,	Professeur à l'University College, Londres.....	} Membres invités
P. HOMMERIL,	Maître de Conférences à l'Université de Rouen	





A LA MEMOIRE DE MES PARENTS

*Liste des Professeurs et Maîtres de Conférences
de la Faculté des Sciences au 1^o Octobre 1970*

M. MOREAU	Professeur Honoraire Doyen Honoraire
Mme WALTER-LEVY	Professeur Honoraire
M. DANGEARD	Professeur Honoraire
Mme LEROUX	Maître de Conférences Honoraire
MM. BERNARD	Doyen, Professeur (Chimie Minérale)
SCHERER	Professeur (Physique Générale)
LOZAC'H	Professeur (Chimie) - Doyen Honoraire
APERY	Professeur (Mathématiques Pures)
JACQUET	Professeur (Microbiologie)
PITOT	Professeur (Botanique)
CAMPBELL	Professeur (Mécanique Rationnelle)
VIALLE	Professeur (Chimie)
COJAN	Professeur (Physique)
PHAM	Professeur (Mathématiques Appliquées)
GIACOMO	Professeur (Physique)
MONIER	Professeur (Minéralogie)
PAREYN	Assesseur, Professeur (Géologie)
Mme GAYRAL	Professeur (Botanique)
MM. ROMANET	Professeur (Chimie Générale)
BINET	Professeur (Physiologie Végétale)
THUREAU	Professeur (Physique)
RYBAK	Professeur (Physiologie Animale)
LUBET	Professeur (Zoologie)
BARRAT	Professeur (Physique)
GAULT	Professeur (Chimie)
DESCHANVRES	Professeur (Chimie)
THUILLIER	Professeur (Chimie)
SIGNORET	Professeur (Zoologie)
MM. DOGUET	Professeur sans chaire (Biologie végétale)
MABBOUX-STROMBERG	Professeur sans chaire (Physique)
LEGROS	Professeur sans chaire (Physique)
Mlle DEMEUSY	Professeur sans chaire (Biologie)
Mme BLANCHETON	Professeur sans chaire (Mathématiques)
MM. HERVE	Professeur sans chaire (Mécanique Appliquée)
MOLLIER	Professeur sans chaire (Chimie)
KAUFFMANN	Professeur sans chaire (Physiologie Bactérienne)
FORTINI	Professeur sans chaire (Electronique)
BOULET	Professeur sans chaire (Psychophysio- logie)

M. MARGERIE	Professeur sans chaire (Physique)
Mme GRANDET	Professeur sans chaire (Mathématiques PC)
M. BRAILLON	Professeur sans chaire (Chimie)
MM. PONS	Maître de Conférences (Physique Appliquée)
GLUCK	Maître de Conférences (Physique Agrégation)
BOIVINET	Maître de Conférences (Physiologie Animale)
CORNET	Maître de Conférences (Chimie Minérale)
ROBERT	Maître de Conférences (Mathématiques)
LANTEAUME	Maître de Conférences (Géologie)
SAUSSEY	Maître de Conférences (Zoologie)
MARTIN	Maître de Conférences (Physique)
Mme BARRAT	Maître de Conférences (Physique)
MM. RAVEAU	Maître de Conférences (Chimie)
ROCHE	Maître de Conférences (Mathématiques)
d'ALCHE	Maître de Conférences (Physiologie Animale)
BERTIN	Maître de Conférences (Mathématiques)
ALLAIS	Maître de Conférences (Physique)
DORE	Maître de Conférences (Géologie)
NOEL	Maître de Conférences (Chimie)
CHEVALIER	Maître de Conférences (Mathématiques)
STREIFF	Maître de Conférences (Psychophysiologie)
MM. HELLEGOUARCH	Chargé d'Enseignement (Mathématiques)
LEHMAN	Chargé d'Enseignement (Mathématiques)
M. CAUCAL	Conseiller Administratif, Chef des Services Administratifs

AVANT . PROPOS

C'est pour moi un très agréable devoir de placer en tête de ce mémoire le nom de mon maître, Monsieur le Professeur L. DANGEARD, pionnier de l'Océanographie et tout spécialement de la Géologie marine. Passionné par les problèmes géologiques de la mer, il m'a inlassablement guidé, repris et encouragé au cours d'entretiens souriants qui comptent parmi mes meilleurs souvenirs. Ses remarques, ses suggestions, ses critiques, basées à la fois sur sa longue expérience et sur une connaissance complète et approfondie des travaux modernes, ont largement contribué à ma formation. Monsieur Dangeard, je vous remercie de votre confiance et je vous exprime ma respectueuse gratitude. Puissiez-vous m'avoir inoculé à jamais votre enthousiasme d'enseignant-chercheur.

La reconnaissance qui me lie à Monsieur le Professeur C. PAREYN plonge ses racines à mes débuts de Géologue puisque je fis mes premières armes de chercheur sous sa direction, à l'occasion de mon Diplôme d'Etudes Supérieures. Conquis par sa compétence, sa ténacité, la clarté de ses exposés et sa courtoisie, ma vocation scientifique s'affirma à ses côtés. Je n'oublierai pas, Monsieur Pareyn, tout ce que vous avez fait pour favoriser ma carrière et faciliter mes recherches. Ces derniers mois, l'examen minutieux de mon manuscrit, vos observations pertinentes, ont encore accru ma dette envers vous, je vous remercie sincèrement.

Je suis très reconnaissant à Monsieur le Professeur M. LANTEAUME du travail accompli à la lecture de mon manuscrit. S'y consacrant sans compter, il m'a fait bénéficier de sa grande expérience. Je dois beaucoup à ses critiques précises, à ses conseils judicieux, à nos discussions serrées qui m'ont notamment incité à plus de méthode et de rigueur dans la présentation des résultats.

Je remercie Monsieur le Professeur C. POMEROL d'avoir spontanément accepté de juger ce travail malgré ses multiples occupations. Puisse-t-il trouver dans les pages qui suivent des conclusions utiles au Sédimentologue spécialiste et des résultats éclairant d'un jour nouveau l'histoire géologique du Bassin de Paris.

Mes recherches ont naturellement entraîné des échanges avec les collègues britanniques, notamment avec le Professeur D. CURRY dont les travaux consacrés à la Manche font autorité. Je suis très honoré de sa présence dans mon jury, je lui en exprime ma gratitude.

J'ai grand plaisir à exprimer ma reconnaissance à Monsieur P. HOMMERIL, Maître de Conférences, pour l'aide précieuse et éclairée qu'il m'a constamment apportée. Sa grande expérience des problèmes sédimentologiques a grandement facilité ma tâche en ce domaine. Grâce à son appui, j'ai pu obtenir une impression offset en l'atelier de mécanographie de la Faculté des Sciences de Rouen. Que Monsieur HERNANDEZ, artisan dévoué et méticuleux de ce travail, soit également assuré de ma reconnaissance.

Je remercie Monsieur le Professeur A. GUILCHER de m'avoir attribué le Navire Océanographique " Gwalarn " à cinq reprises en manifestant un intérêt constant à l'avancement de mes travaux. Dans mes remerciements j'associe le C.N.R.S. qui finança ces campagnes et qui, plus tard, prit en charge l'affrètement du Chalutier " Brigitte ". Ma reconnaissance va également à Monsieur J. FURNESTIN, Directeur de l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes qui m'assura le concours de la " Thalassa " pour l'étude de la partie centrale de la Manche, difficilement accessible au "Gwalarn". Sur ces différents navires, j'ai rencontré des hommes dévoués et courtois, animés d'un esprit de coopération amicale dont je garde un très agréable souvenir.

J'exprime ma gratitude à Monsieur le Directeur du Centre National pour l'Exploitation des Océans et à Messieurs COULMY et ROBERT de la division des programmes, pour l'autorisation qu'ils m'ont accordée d'utiliser les profils sismiques enregistrés en Manche orientale au cours de la campagne de reconnaissance réalisée en 1969 sous leur direction.

Il m'est agréable d'évoquer l'accueil sympathique qui me fut toujours réservé au Port Autonome du Havre par Monsieur J. GUYADER, Ingénieur-Géologue. Grâce à son obligeance, j'ai pu disposer de précieux documents obtenus en forages dans le site portuaire. Qu'il soit assuré de ma profonde reconnaissance.

A Cherbourg, à Caen, au Havre, j'ai souvent trouvé l'aide efficace des Services Maritimes des Ponts-et-Chaussées. Je rends particulièrement hommage à Messieurs les Ingénieurs CANOVILLE, KERISEL, RIO et VILLAIN pour le concours qu'ils m'ont accordé.

Monsieur M. RIOULT m'a fait bénéficier de sa parfaite connaissance du Jurassique régional. Ses conseils, son dévouement et ses critiques amicales m'ont beaucoup facilité la tâche, je lui suis profondément reconnaissant. Mes remerciements très chaleureux vont aussi à Monsieur G. BIGNOT qui m'a apporté son précieux concours dans l'étude des échantillons de Crétacé supérieur et de Lutétien. Je lui sais gré du temps qu'il m'a consacré.

Grâce à l'obligeance de Monsieur le Doyen A. JOURNAUX, j'ai obtenu la réalisation de deux cartes en couleurs et j'ai pu faire effectuer certaines analyses au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen dont il est le Directeur. J'apprécie à sa juste valeur le travail méticuleux réalisé sur mes échantillons argileux par Madame LECOSTHUMER, responsable de l'exploitation des Rayons X, et le soin apporté par Mademoiselle BAZIRE aux déterminations de minéraux lourds. J'ai également tiré grand profit des mes échanges de vues avec Messieurs J.P. LAUTRIDOU et J. PELLERIN. Que tous soient assurés de ma reconnaissance.

Mes recherches sur le Quaternaire m'ont amené à solliciter diverses compétences auxquelles mon appel ne fut jamais vain. Une trentaine de mesures d'âge par le radiocarbone ont été effectuées par Madame G. DELIBRIAS, au Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette. Récemment, Monsieur le Professeur SHOTTON de l'Université de Birmingham m'a également apporté son concours en ce domaine. Mes analyses polliniques sont dues à Madame MORZADECKERFOURN, Maître-Assistante à Rennes, ainsi qu'à Mesdames DENEFLS et HUAULT collaboratrices de Monsieur le Professeur H. ELHAI dont je salue la mémoire avec émotion et reconnaissance; je les remercie sincèrement.

Dans le travail à la mer, j'ai reçu l'assistance dévouée et désintéressée de Mesdemoiselles M. CONARD, B. DENIAUX et M. PELLERIN, de Messieurs J.P. AUFFRET, F. BAZIN, G. BRETON, D. DOREL, G. FILY, P. GIRESSE, M. LAMBOY, J. et P. LE GALL, Y. LEMOSQUET, G. ROYANT, M. WEYANT. La faune recueillie au cours des missions a été déterminée par Madame J. BOUCAUD, Messieurs F. BAZIN, F. BENARD, J.J. CLERET, P. LE GALL et Y. TURQUIER. Je leur exprime à tous ma reconnaissance. J'associe dans mes remerciements mes collègues Géologues et Géographes: G. BOILLOT, F. HINCHSBERGER, M. LAMBOY, J.P. PINOT, J. VANNEY qui, travaillant dans des domaines voisins, ont toujours eu avec moi des rapports de collaboration amicale. Je ne saurais oublier mes amis du Laboratoire, tout spécialement Mesdemoiselles M. CONARD et H. LEMAITRE, Messieurs J.P. AUFFRET, F. DORE, G. FILY, P. GIRESSE, P. JUIGNET, J. PONCET et M. WEYANT. Par leurs conseils, leurs services, leurs franches discussions, ils m'ont apporté leur soutien constant.

Madame QUERUEL et Monsieur PARIS ont largement contribué à la mise en oeuvre de la présentation finale du mémoire en réalisant la frappe et la plupart des dessins définitifs. Enfin, j'ai bénéficié, en mille occasions, du dévouement et de la compétence du Personnel du Laboratoire. Que tous soient remerciés de la qualité de leur travail et de la sympathie qu'ils m'ont manifestée.

A toutes les personnes que je viens de citer s'en ajoutent bien d'autres qui, de près ou de loin, m'ont aidé et encouragé, favorisant mon entreprise. Les multiples relations nouées à l'occasion de ce travail furent particulièrement agréables et enrichissantes, j'espère qu'à l'avenir elles se développeront en se renforçant.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : GEOLOGIE DU SUBSTRATUM ET HISTOIRE QUATERNAIRE

Chapitre I : *Le socle armoricain*

Chapitre II : *La couverture posthercynienne*

Chapitre III : *L'Ecorché géologique et les traits principaux de l'évolution paléogéographique de la Manche depuis le Trias*

Chapitre IV : *L'histoire quaternaire*

DEUXIEME PARTIE : LA COUVERTURE DE DEPOTS MEUBLES

Chapitre V : *La fraction terrigène des sédiments*

Chapitre VI : *La fraction organogène des sédiments et leur teneur en calcaire*

Chapitre VII : *La cartographie des sédiments, zonéogéographie et faciès sédimentaires*

Chapitre VIII : *Les caractères granulométriques des sédiments*

Chapitre IX : *La sédimentation et la morphogénèse en relation avec les agents hydrodynamiques. Evolution du modèle sédimentaire.*

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

TABLES

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

INTRODUCTION

De nombreuses recherches ont été effectuées en Manche au cours des vingt dernières années mais la plupart d'entre elles ont été consacrées à sa partie occidentale (1). L'analyse détaillée des sédiments a servi à déterminer la nature et l'origine des différents constituants tandis que leur cartographie faisait connaître les variations latérales de faciès en relation avec les conditions de dépôt (Debyser et Fondeur, 1956; Boillot, 1960 a, 1961 a, 1961 b, 1964, 1965; Ruellan et Beigbeder, 1963; Ruellan et Dagorne, 1963; Beigbeder, 1964; Hommeril, 1967 a; Lefort, 1970 b). Parallèlement, des renseignements ont été recueillis sur la nature et la répartition des affleurements rocheux s'ajoutant aux travaux de M.N. Hill et W.B.R. King (1953), W.B.R. King (1954), D. Curry (1960), en complément des résultats plus anciens de G. Pruvot (1897), R.N. Worth (1886 et 1891), H. Worth (1908), L. Dangeard (1928). Plus à l'Ouest, l'étude sédimentologique et morphologique de la Mer d'Iroise et des abords d'Ouessant a récemment fait l'objet du travail de thèse de F. Hinschberger (1969). En outre, depuis plus de dix ans, une équipe de géologues britanniques (Day, Hill, Laughton, Swallow, Curry, Hersey, Murray, Martini, Smith, Whittard) mène des recherches sur les "western approaches" de la Manche. Dans ces conditions, on connaît les grandes lignes de la géologie du plateau continental entre la Bretagne et les côtes anglaises. Des cartes géologiques ont été successivement dessinées (King, 1954; Whittard, 1962;

(1) La Manche occidentale est limitée à l'Est par le méridien du Cap de la Hague.

Curry, 1964; Boillot, 1964; Curry, Murray et Whittard, 1965; Andreieff, Bouysse, Horn et Monciardini, 1970; Curry, Hamilton et Smith, 1970).

Rien de comparable n'avait été réalisé ni entrepris dans les parties centrale et orientale de la Manche (fig. 1), quand, en 1962, Monsieur le Professeur L. Dangeard me proposa de prolonger vers l'Est les recherches en cours de G. Boillot et de P. Hommeril. A l'exception d'une monographie détaillée portant sur un petit bassin tertiaire situé entre l'Ile de Wight et Cherbourg (Curry, 1962), la région avait été délaissée depuis les campagnes du "Pourquoi-pas ?" et le travail de pionnier de celui dont je devenais l'élève (Dangeard, 1928).

Le périmètre étudié s'étend au large des côtes bas-normandes, de l'Ile d'Aurigny à l'Ouest au Cap d'Antifer à l'Est. Au Nord, il est limité par le parallèle 50° 15' N. Il couvre par conséquent (fig. 1 et 2) :

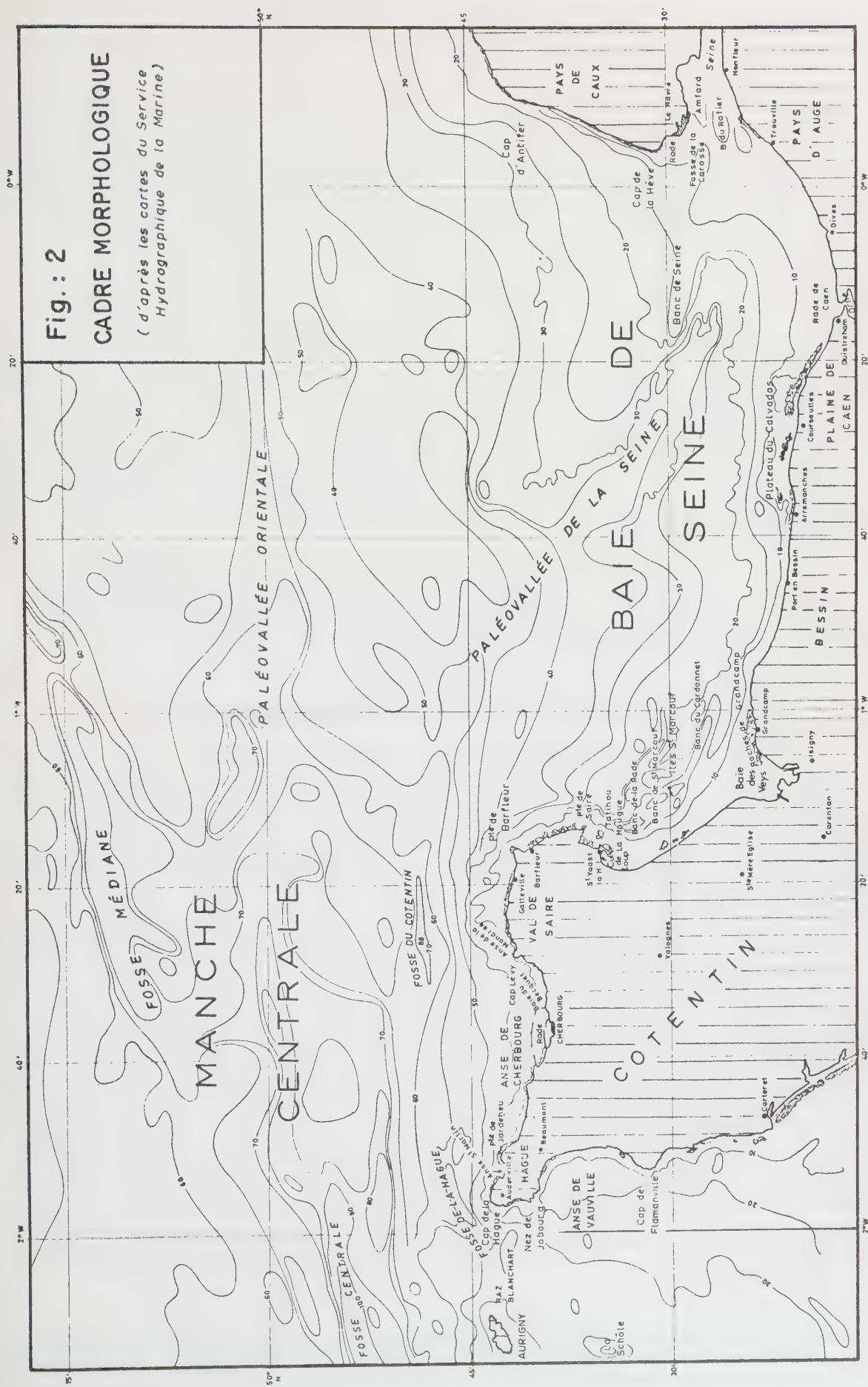
- une partie de la Manche centrale qui représente la zone comprise entre la presqu'île du Cotentin et l'Ile de Wight d'une part, les méridiens du Cap de la Hague et d'Arromanches, d'autre part,

- la Baie de Seine qui correspond au quadrilatère limité par les côtes du Cotentin, du Calvados, du Pays de Caux et par une ligne joignant le Cap d'Antifer à la Pointe de Barfleur.

Sa superficie est d'environ 11 000 km², valeur voisine de celle des départements de la Manche et du Calvados réunis (12 000 km²).

Etant donné que les fonds s'abaissent progressivement du Pas-de-Calais (- 30 m) vers l'entrée occidentale de la Manche (- 100 m), les profondeurs sont en moyenne d'une cinquantaine de mètres dans sa partie centrale (fig. 1). Elles sont plus fortes au N du Cotentin, notamment dans les dépressions allongées et fermées qui accidentent la topographie sous-marine (fig. 2). A la sortie du Raz Blanchart, la Fosse de la Hague qui s'incurve progressivement vers l'Est atteint la cote - 110 m. A quelques milles plus au Nord, se trouve l'extrémité orientale de la Fosse centrale dont le plancher descend jusqu'à - 175 m en Manche occidentale (Boillot, 1963 c). Plus à l'Est, il existe encore deux autres fosses un peu moins profondes (à peine - 90 m) que je propose d'appeler : Fosse du Cotentin et Fosse médiane. La

CADRE MORPHOLOGIQUE
(d'après les cartes du Service
Hydrographique de la Marine)



première s'allonge en direction E-W à 7 milles environ au N du Massif de Barfleur, la seconde, orientée WSW-ENE, se trouve sensiblement à mi-distance entre les côtes anglaises et le Cotentin. En outre, une paléovallée venant de la Manche orientale a laissé son empreinte dans la topographie sous-marine sur le 50° parallèle, dans le prolongement de la Fosse centrale.

Les fonds se relèvent vers la Baie de Seine où les cotes sont généralement supérieures à - 45 m. Cette région est traversée par un large couloir d'une quinzaine de mètres de profondeur dérivé de la paléovallée de la Seine (fig. 2). L'uniformité du relief est encore perturbée par des bancs sableux (Banc de Seine à l'Est, Banc de la Rade, Banc de Saint-Marcouf, Banc du Cardonnet à l'Ouest) et, près de la côte, par des pointements rocheux (plateau du Calvados, Rochers de Grandcamp, rochers de la côte Est du Cotentin notamment).

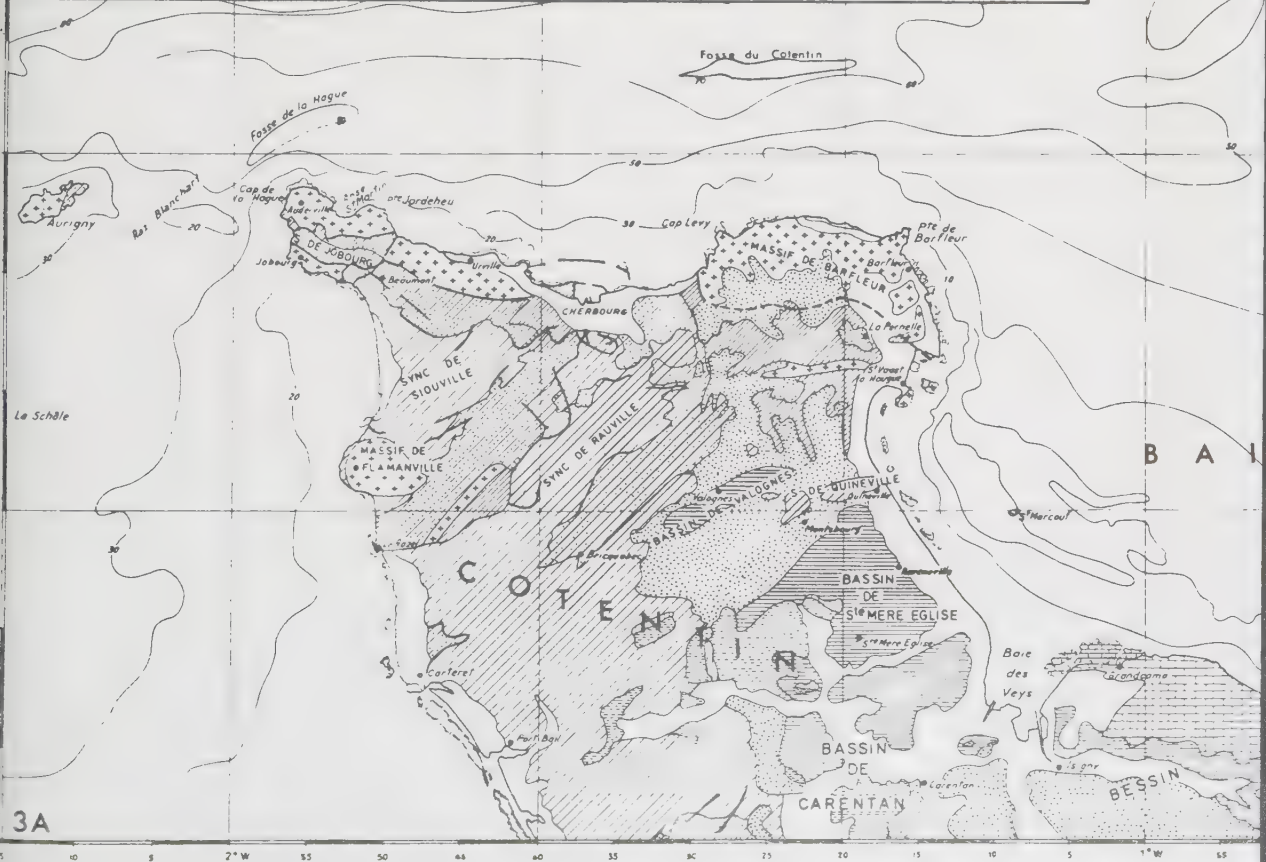
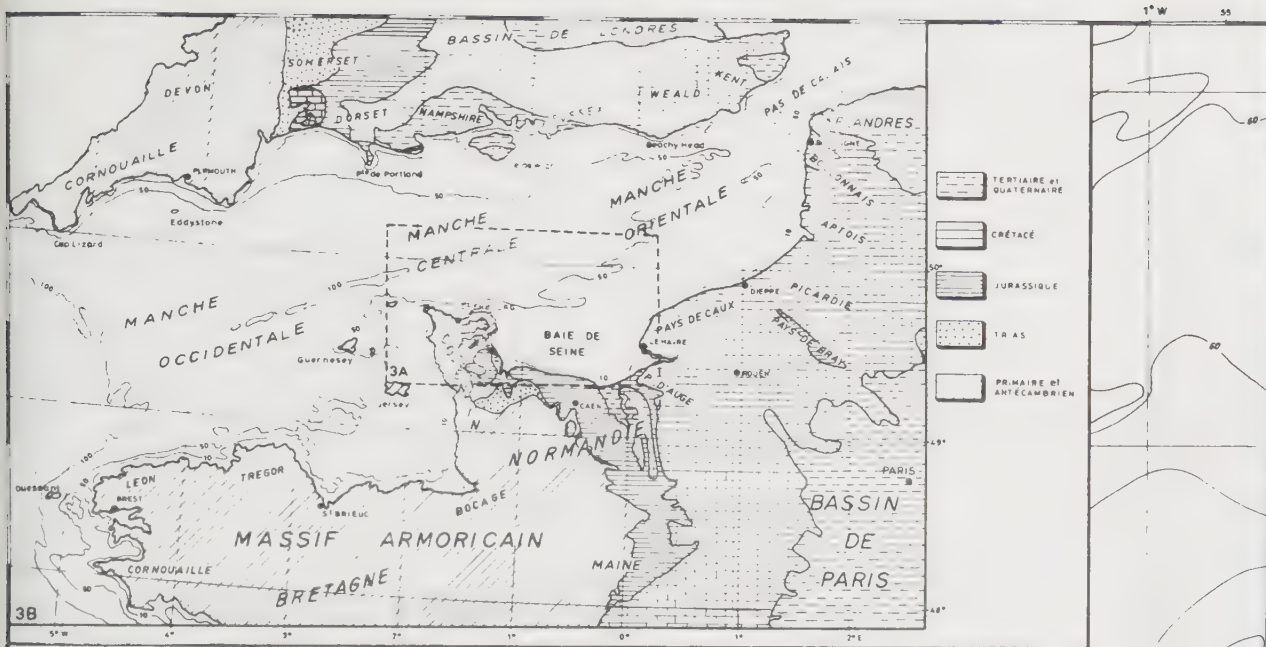
Malgré le peu d'intérêt porté à la région considérée, les recherches étaient très engageantes aussi bien pour l'étude de la géologie du bed-rock que pour celle des dépôts meubles.

Intérêt de l'étude géologique du bed-rock .

L'une des questions qui se pose à la lecture d'une carte géologique de la Normandie est de savoir comment se prolongent sous la mer les terrains si variés qui affleurent près du rivage (fig. 3) et qui se rattachent d'une part au socle armoricain, d'autre part aux auréoles occidentales du Bassin Parisien.

Au N de la Hague, les formations antécambriennes qui chevauchent les assises paléozoïques du Synclinal de Jobourg-Siouville (1) comprennent plusieurs granites, des gneiss, des micaschistes, des schistes sériciteux et des phyllades briovériens. A l'autre extrémité de la presqu'île, le Granite de Barfleur, d'âge hercynien (Graindor et Wasserburg, 1962; Leutwein et Sonet, 1965), est entièrement ceinturé de roches briovériennes : Briovérien inférieur et moyen (Graindor, 1957 et 1960 a). Plus au Sud, la crête gréseuse de Montebourg-Quinéville représente sans doute le flanc sud d'un synclinal disloqué sous l'action de poussées venant du Nord (Royant, 1968). A la faveur d'un décrochement probablement parallèle au rivage on en retrouve le prolongement

(1) Pour M.J. Graindor (1960 a) les synclinaux de Jobourg et de Siouville constituent une même unité structurale dans laquelle il existe un grand décrochement transversal à l'W de Beaumont-Hague (Synclinal de Jobourg-Siouville).





aux Iles Saint-Marcouf (Pareyn et Royant, 1964).

A la périphérie de la Baie de Seine, les auréoles secondaires s'ordonnent assez régulièrement du Trias au Crétacé supérieur. Aux dépôts détritiques du Trias (argiles, sables, graviers, galets, grès et conglomérats) qui affleurent largement dans la partie orientale du Cotentin (Lamboy, 1965; Gautsch et Rioult, 1967) succèdent les couches alternativement marneuses et calcaires du Jurassique : Lias dans les bassins de Valognes, de Sainte-Mère-Eglise, de Carentan et dans le Bessin, Dogger dans le Bessin et la Plaine de Caen, Malm à l'E de l'Orne dans les régions d'Auge (Dangeard, 1951; Rioult, 1958; 1962; 1968 a et 1968 b). Le Portlandien n'affleure qu'au delà de la Seine, dans le Pays de Bray. Il en est de même des termes inférieurs du Crétacé. Les dépôts sableux et argileux de l'Albien qui apparaissent dans l'E du Calvados sont bien représentés dans la région havraise où ils reposent en discordance sur le Kimméridgien (Dangeard, 1951; Rioult, 1961 a; Guyader, 1968). Ils sont recouverts par la craie cénomaniennne, glauconieuse à la base, particulièrement bien exposée dans les falaises cauchoises entre le Cap de la Hève et le Cap d'Antifer (Juignet, 1970).

Ce schéma général ne rend que partiellement compte de la géologie de la dépression de Carentan occupée par la mer à plusieurs reprises depuis le Céno manien connu par des lambeaux de sables glauconieux à *Orbitolina concava* (Lamk.). Au Maestrichtien, un épisode transgressif a laissé des calcaires à *Baculites anceps* (Lamk). Puis, une série de minces dépôts marins, interrompue par de nombreuses lacunes, marque les fréquentes incursions de la mer au cours du Tertiaire : calcaires coquilliers à *Alveolina elongata* d'Orb. et *Orbitolites complanatus* Lamk. du Lutétien supérieur, argiles sannoisiennes à Corbules, faluns à Bryozoaires de l'Helvétien, sables et argiles pliocènes (Bonissent, 1870; Vieillard et Dollfus, 1875; Abrard, 1925; Bigot, 1942 et 1948; Dangeard, 1951; Hofker, 1959; Rioult et Juignet, 1965; Pareyn, 1968). L'originalité de ces dépôts dans le cadre bas-normand pose des problèmes paléogéographiques dont la solution définitive ne peut être trouvée qu'en étudiant la géologie du plancher de la Manche, de part et d'autre du Cotentin. A certaines époques du Crétacé ou du Tertiaire existait-il un détroit isolant le N du Cotentin ou n'y avait-il qu'un golfe ? Dans cette dernière hypothèse, la mer venait-elle de la Baie des Veys ou du Golfe normand-breton ? Telles sont les questions qu'on ne peut éviter en établissant des reconstitutions paléogéographiques pour le NW de la France.

Par ailleurs, l'abondance des galets de silex dans les cordons actuels des plages du N de la Hague (Goury, Anse Saint-Martin) et de la région de Barfleur (Anse de la Mondrée, Rhétoville, Gatteville) a depuis longtemps attiré l'attention des auteurs étant donné l'éloignement des gisements crayeux sur le continent (Bonissent, 1870; Bigot, 1942; Dangeard, 1951; Elhaï, 1963). On pouvait s'attendre à la découverte de Crétacé supérieur à proximité de la côte nord de la presqu'île (Larsonneur, 1967 a). De même, il est logique d'admettre que les galets de grauwaque fossilifère dévonienne signalés dans la basse terrasse marine de la Pointe de Jardeheu, dans la Hague (Dangeard, 1928), annonçaient la mise en évidence de couches paléozoïques plus au Nord (Larsonneur, 1968 b).

La région occupe enfin une situation privilégiée, non seulement pour étudier des variations de faciès entre les affleurements normands et ceux du Sud de l'Angleterre, mais surtout pour comparer l'évolution paléogéographique du Bassin anglo-parisien à celle du domaine occupé par la Manche occidentale actuelle. D'après les résultats acquis dans cette partie ouest de la Manche on relève la présence de Permo-Trias et de Lias en bordure des côtes anglaises de la Cornouaille et du Dorset, le Crétacé supérieur et le Lutétien supérieur affleurent sur de vastes surfaces et l'approfondissement du bassin vers l'Ouest se traduit par l'existence d'assises néogènes (Whittard, 1962; Curry, 1964; Boillot, 1964; Curry, Hersey, Martini et Whittard, 1965; Andreieff, Bouysse, Horn et Monciardini, 1970; Curry, Hamilton et Smith, 1970). Cette succession stratigraphique comporte d'importantes lacunes dans le Jurassique moyen et supérieur, le Crétacé inférieur et moyen, le Paléogène qui ne se retrouvent pas (ou très partiellement) dans les bassins de Paris, de Londres et du Hampshire. Nous verrons qu'une ligne approximative Caen - Portland sépare deux ensembles caractérisés par une histoire géologique différente au cours des temps secondaires et tertiaires : le Bassin anglo - parisien à l'Est, le bloc hercynien Armorique - Cornouaille britannique à l'Ouest. Le Col du Cotentin se rattache à ce dernier ensemble.

Intérêt de l'étude des dépôts meubles

Les nombreux auteurs qui depuis M. Delesse (1871) ont étudié les fonds de la Manche ont insisté sur le rôle des courants de marée dans la sédimentation (Pruvot, 1897; Thoulet, 1922; Dangeard, 1928 et 1936-39; Bour-

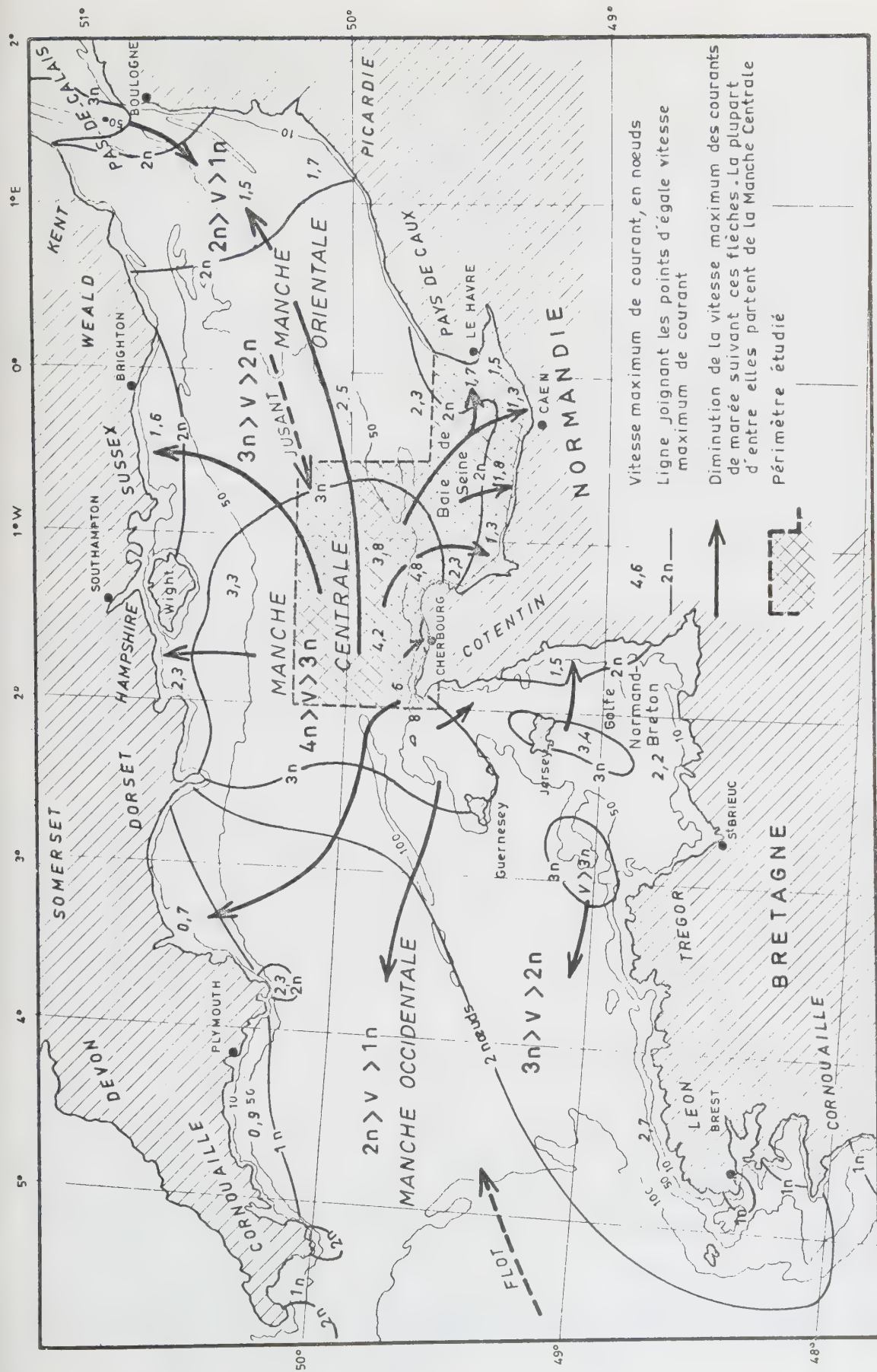


Fig. 4. VITESSES MAXIMA DES COURANTS DE MARÉE EN MANCHE
(d'après les indications du Service Hydrographique de la Marine)

cart, 1947; Pratje, 1950; Bourcart et Boillot, 1960 b; Boillot, 1961 et 1964; Hommeril, 1965 et 1967 a; Lefort, 1970 b). La répartition des vitesses maxima de ces courants et la distribution granulométrique des dépôts sont toujours en étroite relation. Or, les données du Service Hydrographique de la Marine (Lacombe et Lemièrre, 1953) montrent qu'à l'échelle de la Manche, le périmètre étudié présente des caractères courantologiques particuliers (fig. 4) :

- courants de marée très forts en Manche centrale (les plus forts de la Manche) en raison de l'étranglement de la mer par la presqu'île du Cotentin. Les vitesses maxima sont de l'ordre de 4 noeuds au N de Cherbourg. Elles atteignent 6 à 8 noeuds aux abords des caps (Pointe de Barfleur, Pointe de Jardeheu, Cap de la Hague),
- affaiblissement de la vitesse des courants de marée vers la Manche orientale à la suite de l'élargissement de la mer au niveau de la Baie de Seine,
- diminution très progressive de la vitesse des courants de marée de la Manche centrale vers les rivages de la Baie de Seine, principalement vers ceux des extrémités de la baie, à cause des abris que constituent le Cotentin et le Pays de Caux vis-à-vis des ondes de flot et de jusant qui traversent la Manche en 7 heures.

Dans ces conditions, on pouvait s'attendre à trouver des sédiments grossiers et des affleurements rocheux (ce qui facilite beaucoup la reconnaissance géologique) en Manche centrale, puis, de là vers les extrémités de la Baie de Seine, toute une gamme de dépôts de plus en plus fins. La zonéogéographie sédimentaire du domaine considéré s'est effectivement avérée très complète permettant la distinction de nombreux faciès appartenant à la zone néritique.

Disposant de matériaux de granulométrie variée, j'ai entrepris l'étude des relations entre l'environnement géologique et la nature des galets, des graviers, des sables, des particules micrométriques. Au cours de ces recherches qui ont conduit à définir des aires géographiques plus ou moins étendues caractérisées par une association pétrographique ou minéralogique déterminée, des questions relatives à l'origine, à la mise en place et au façonnement des différents constituants de la couverture meuble se sont posées. Ces préoccupations m'ont amené à considérer d'une part l'histoire quaternaire

de la région, d'autre part les modalités de la sédimentation actuelle.

Au sujet du Quaternaire, je disposais de nombreux résultats acquis sur le littoral normand concernant la composition, le mode de gisement et l'âge relatif d'anciens dépôts marins, fluviatiles et continentaux : périglaciaires et postglaciaires (Bigot, 1930, 1934, 1936 a; Guillaume, 1932, 1935, 1948; Dangeard, 1936, 1951; Lemée, 1939, 1951; Dangeard et Graindor, 1956; Graindor, 1958 b, 1960 a, 1964 a; Elhaï, 1960, 1963; Pellerin, 1963, 1968; Hommeril, 1964 a, 1967 a; Vigarié, 1964; Lautridou, 1968 a). Je me suis attaché à compléter ces données (Hommeril et Larsonneur, 1962; Delibrias et Larsonneur, 1966; Delibrias, Elhaï et Larsonneur, 1969; Elhaï et Larsonneur, 1969). La courbe des modifications relatives du niveau marin au cours de l'Holocène indiquant le rythme de la transgression flandrienne a été établie en tenant compte de l'ensemble des résultats radiochronologiques obtenus sur les côtes du N et de l'W de la France (1). Toutes les informations recueillies jusqu'à présent sont examinées ici à la lumière des résultats chronostratigraphiques récents.

Le cadre chronologique étant fixé, j'ai étudié les traces de l'histoire quaternaire dans la couverture meuble. Nombreuses sont celles qui concernent les phases d'émersion du plancher de la Manche sous climat périglaciaire : galets gélifractés et peu altérés, quartz éolisés, façonnements fluviatiles, cimentations calcaires, restes de Mammouths. D'autres correspondent à des périodes d'immersion anciennes (poudingues coquilliers à ciment calcaire) ou au stationnement de la mer à un certain niveau (cordons littoraux de galets submergés et démantelés). Le problème des fosses, le creusement des paléovallées et leur remblaiement, font l'objet d'un paragraphe spécial.

Je montrerai en outre que l'accumulation de débris organogènes dans les sédiments est essentiellement le résultat de l'histoire flandrienne.

Après avoir défini les principaux caractères texturaux des dépôts meubles, il restait à étudier le modèle sédimentaire en relation avec les agents hydrodynamiques actuels et à tenter de reconstituer son évolution flandrienne.

(1) Courbe présentée par H. Mariette, M.T. Morzadec-Kerfourn, M. Ters et C. Larsonneur au Symposium des Sables d'Olonne sur les niveaux marins (VIII^e congrès I.N.Q.U.A., 1969).

Soumise à l'action des houles, la sédimentation côtière s'est avérée très changeante en fonction de l'orientation variable des côtes et de leur morphologie très diversifiée (rivages découpés au N du Cotentin, secteurs côtiers souvent rectilignes, alternativement sableux et rocheux, interrompus d'estuaires, à la périphérie de la Baie de Seine). Au-dessous d'une limite d'action dominante de ces houles qui a pu être définie aux extrémités de la Baie de Seine, les courants de marée, non seulement déterminent la répartition granulométrique des sédiments, mais sont responsables de la position des bancs sableux, généralement affectés de dunes hydrauliques.

Bien qu'il soit en équilibre avec les facteurs hydrodynamiques en présence, nous verrons que le modèle sédimentaire, réputé actuel, reçoit aujourd'hui peu d'apports. La plupart de ses caractères sont hérités de son histoire quaternaire, notamment de la période flandrienne au cours de laquelle il s'est mis en place. Dans ces conditions, l'étude des dépôts meubles ne peut être abordée sans avoir préalablement traité de l'histoire quaternaire de la région. J'ai donc placé ce chapitre à la fin de la première partie du mémoire consacrée en outre à la géologie du substratum rocheux dont la connaissance est indispensable aux recherches sur l'origine et la mise en place des sédiments (seconde partie).

MOYENS ET METHODES D'INVESTIGATION

Amorcés dès 1961 dans le cadre de l'étude sédimentologique du site de la Hague par le Groupe d'Etudes Atomiques de Cherbourg (1), les travaux en mer se sont succédés de 1963 à 1969 à bord de différents navires, principalement du "Gwalarn", antérieurement appelé "Kornog" (2). La chronologie des missions s'établit comme suit (tableau 1) :

-
- (1) J'ai appartenu à ce groupe de 1961 à 1962. Par la suite, plusieurs collègues géologues s'y sont relayés m'apportant parfois de précieux renseignements.
 - (2) Les caractéristiques de ce Navire Océanographique, géré par le C.N.R.S., sont présentées dans une note du Professeur A. Guilcher (1962) qui en dirige l'exploitation.

Calendrier des sorties en mer	Navire utilisé	Région prospectée
Juin 1963 : 4 jours Septembre 1963 : 5 jours	"Thalassa" (1) "Thalassa"	Manche centrale : bordu- re nord du périmètre étu- dié
Juin 1964 : 12 jours	"Gwalarn"	Manche centrale : bordu- re nord du Cotentin
Mai 1964 : 4 jours Juillet 1964	Vedette des Ponts et Chaussées de Grand- camp	Baie des Veys jusqu'aux Iles Saint-Marcouf
Octobre 1964 : 16 jours	"Gwalarn"	Manche centrale : bordu- re nord du Cotentin
Avril-Mai 1965 : 18 j.	"Gwalarn"	Zone intermédiaire entre Manche centrale et Baie de Seine
Octobre 1965 : 6 jours	"Thalassa"	Manche centrale
Avril 1966 : 16 jours	"Gwalarn"	Partie occidentale de la Baie de Seine et abords du Cotentin
Avril-Mai 1967 : 17 j.	"Gwalarn"	Partie orientale de la Baie de Seine et abords du Cotentin
Août et Septembre 1968 4 jours	Baliseur du Havre	Baie de Seine
Mai et Juin 1969 : 8 j.	Chalutier "Brigitte"	Manche centrale et Baie de Seine
Juillet et Août 1969	Thonier "Petite Marie Françoise"	Manche centrale et Manche orientale : campagne de re- connaissance C.N.E.X.O. (carottages)

TABLEAU 1 = CHRONOLOGIE DES MISSIONS REALISEES

(1) Navire Océanographique de l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes.

La prospection systématique des fonds : premières campagnes

Les navires sont équipés d'un échosondeur permettant un enregistrement bathymétrique continu. La bande obtenue apporte non seulement des renseignements morphologiques, mais également des indications sur la nature des fonds. Il est facile en effet pour un oeil exercé de distinguer les dépôts meubles des affleurements rocheux ce qui augmente considérablement le "rendement géologique". Le positionnement du bateau est assuré par un récepteur Decca. Dans le périmètre étudié, proche des émetteurs, la précision est en moyenne d'une cinquantaine de mètres le jour, en l'absence de fortes perturbations atmosphériques. A bord de la Vedette des Ponts et Chaussées de Grandcamp qui n'était pas dotée de cet appareil, les stations ont été définies au cercle hydrographique.

Les dragages ont été réalisés à l'aide d'une drague circulaire du type "Rallier du Baty" ou d'un engin plus léger, maniable à bord de petites embarcations et utilisable sur les fonds meubles (Larsonneur, 1964 b). Une étude critique de cette méthode simple, rapide, peu coûteuse a été faite à plusieurs reprises (Boillot, 1964; Hommeril, 1967 a; Hinschberger, 1969). Il est inutile d'en reprendre tous les détails mais je tiens à souligner les points suivants :

- sur fonds rocheux, la drague saute, s'accroche violemment et ramène parfois des morceaux de roche à cassures fraîches arrachés au substratum rocheux (roche en place). Le rendement varie évidemment avec la nature lithologique du substratum, mais, en recommançant plusieurs fois la manoeuvre, il est rare qu'on ne parvienne pas à détacher le moindre fragment du fond. Par exemple, j'ai recueilli de nombreux échantillons "en place" sur la partie immergée du Massif granitique de Barfleur. J'ai même obtenu des résultats positifs sur fonds gréseux,

- sur fonds meubles homogènes, des dragages répétés aux mêmes points, à quelques années d'intervalle parfois, donnent des résultats identiques.

- sur fonds meubles hétérogènes, la drague traînée sur le fond recueille un "échantillon moyen" dont les caractéristiques ne sont pas rigoureusement identiques d'un dragage à l'autre. Mais la représentation cartographique des résultats montre qu'ils s'ordonnent régulièrement et qu'ils s'intercalent le plus souvent entre des dépôts homogènes bien définis. Par la photographie de



tels dépôts (Pl. XII et XIII) on voit combien il serait difficile de les échantillonner correctement, quelle que soit la méthode utilisée.

- sur fonds caillouteux et graveleux la drague ramène des échantillons dont l'intérêt pour la connaissance du substratum rocheux a pu être vérifié par des prélèvements de roche en place et par une récente campagne de carottages précédée d'enregistrements sismiques (voir ci-dessous). Il s'agit soit de fossiles (Pl. I), soit de galets de roches tendres dont les proportions et le degré d'usure apportent de précieuses indications.

- dans la plupart des cas on recueille des informations sur l'épifaune et sur l'endofaune ce qui est nécessaire pour déterminer l'origine du matériel bioclastique des sédiments et pour caractériser les faciès.

Au total, le dragage est bien adapté au travail de prospection systématique des fonds sur le plateau continental, celui de la Manche en particulier. La position géographique des 1 300 prélèvements ainsi réalisés est portée sur la figure 5. Leur numéro n'a pas été ajouté afin de ne pas surcharger ce document, mais, au cours de l'exposé, toutes les stations mentionnées dans le texte seront localisées sur des cartes de détail. La plus grande variété des fonds à l'approche des côtes, surtout des côtes rocheuses (bordure nord du Cotentin) a nécessité un échantillonnage plus serré. Les stations sont espacées d'environ un mille sur la frange côtière, puis les intervalles sont de plus en plus grands en allant vers le large, atteignant 3 milles au milieu de la Manche.

L'étude complète du modèle sédimentaire impliquait la connaissance de la zone intertidale. Plusieurs travaux y avaient déjà été accomplis tant par des sédimentologues (Chatel, 1952; Hommeril, 1958, Auzel, 1959; Voisin, 1959; Billy, 1964) que par des écologistes (Lafon, 1953; Plessis, 1961) ou des morphologues (Prêcheur, 1960; Elhaï, 1963). D'autres recherches étaient en cours (P. Hommeril sur le littoral granitique de Barfleur : 1967 a, J. Germaneau dans l'estuaire de la Seine : 1968 a, 1968 b et 1969). Dans ces conditions, je me suis spécialement attaché aux plages les moins connues, comprises entre Saint-Vaast-la-Hougue et Courseulles. Plus de 200 échantillons ont été récoltés à marée basse. Récemment, des monographies réalisées dans les estuaires de l'Orne, de la Dives et dans la Baie des Veys par les élèves du Laboratoire (Fily, 1967; Germain, 1970; Le Gall, 1970) sont venues enrichir nos données sur le littoral normand (1).

(1) La figure 5 porte la localisation des différents travaux accomplis sur ce littoral.

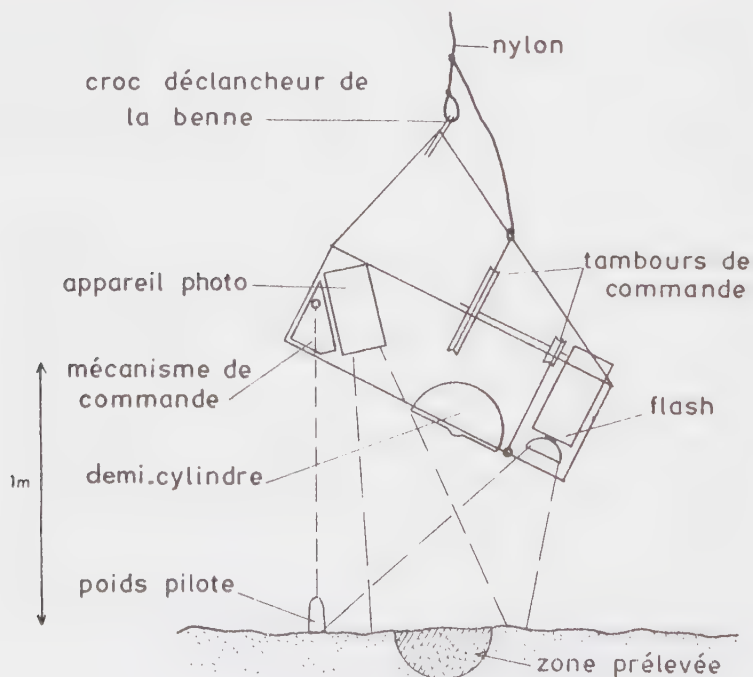
Les photographies sous-marines et les prélèvements associés

Après avoir établi la carte de répartition des dépôts meubles mettant en évidence la zonéogéographie sédimentaire, les campagnes de 1968 et de 1969 ont été principalement consacrées à la photographie des différents faciès à l'aide d'une benne photographique et d'une troïka (1).

a) La benne photographique (schéma et pl. X, 1⁽²⁾)

Cet appareil récemment décrit par F. Lapierre (1969), Y. Alix, A. Legrand et V. Romanovsky (1969) est schématisé ci-dessous, il se compose :

- d'un demi-cylindre pivotant autour d'un axe qui permet de prélever un échantillon de sédiment,
- d'un tube photographique renfermant une chambre photographique "Robot", format 24 x 36, à armement automatique,
- d'un flash électronique fonctionnant en synchronisation avec l'obturateur du "Robot",
- d'un mécanisme servant au déclenchement de l'obturateur composé d'un poids pilote situé à 1,10 m sous la benne.



(1) Appareils construits par le Centre de Recherches et d'Etudes Océanographiques de la Rochelle (C.R.E.O.)

(2) Pl.X, 1 = planche photographique hors texte X, photographie 1.

Le champ couvert par la photographie est d'environ 60 x 80 cm, l'échantillon est prélevé dans ces limites. 88 stations réparties entre le Cap de la Hague et l'Estuaire de la Seine ont été étudiées avec cet appareil, leur emplacement est indiqué sur la figure 5.

b) La troïka (pl. X, 2) .

La troïka utilisée est équipée :

- d'un bloc photographique à avancement continu du film et à obturateur constamment ouvert (par faibles profondeurs comme en Baie de Seine cette caractéristique oblige au travail de nuit),
- d'un flash électronique dont l'éclair détermine la prise de vue,
- d'une batterie d'accumulation de 12 volts assurant un fonctionnement d'environ 4 heures à raison d'un cliché toutes les 40 secondes.

Un film complet peut donc comporter plus de 300 photos. Pour une vitesse de 2,5 à 3 noeuds, l'écart entre deux clichés consécutifs est en moyenne d'une soixantaine de mètres. Les deux bandes photographiques réalisées aux extrémités de la Baie de Seine (fig. 5) m'ont fourni 500 vues environ concernant des faciès sableux et sablo-graveleux.

A bord des embarcations de faible tonnage utilisées, ces appareils n'ont pu être mis en oeuvre que par mer belle à peu agitée, en évitant les périodes de forts courants. La benne est particulièrement bien adaptée à l'étude d'une vaste région dans laquelle on cherche à rassembler une documentation photographique sur les principaux faciès sédimentaires préalablement cartographiés. La troïka, plus lourde et plus encombrante, est beaucoup plus difficile à manier. Elle est surtout recommandée pour l'étude détaillée des changements latéraux de faciès dans un domaine peu étendu. De plus, elle ne peut pas être employée dans les zones où l'on soupçonne la présence de pointements rocheux. Les meilleures photographies obtenues sont reproduites sur les planches X à XV.

*Apports des importantes recherches entreprises
dans la région depuis 1967*

J'ai eu le privilège de pouvoir exploiter certains documents recueillis récemment en forages sous-marins dans les avant-ports de Cherbourg et du Havre. Les informations recueillies se sont révélées particulièrement précieuses pour reconstituer l'histoire quaternaire de la région. A ce sujet,

pour compléter les renseignements acquis, j'ai effectué quelques petits sondages dans la région côtière, d'une part dans la Baie des Veys (Pointe de Brévands), d'autre part à l'E d'Arromanches, entre Asnelles-Belle-Plage et Meuvaines (fig. 5).

Par ailleurs, le Centre National pour l'Exploitation des Océans (C.N.E.X.O.) vient d'entreprendre la reconnaissance géologique du plateau continental français. Comme premier objectif il a choisi la partie orientale de la Manche (1). Les travaux portent sur la géologie du substratum rocheux, sur la nature et l'épaisseur de la couverture meuble. Ils sont réalisés par :

- prospection sismique continue à faible pénétration et haute définition, avec emploi d'un étinceleur mis au point par l'Institut Français du Pétrole,
- Carottage de dépôts meubles par vibrofonçage,
- carottage du toit du substratum à l'aide d'un carottier à poids du type Stetson-Hill.

Cette dernière opération a été confiée à un groupe de géologues-océanographes auquel j'appartiens. Elle a été effectuée au cours de l'été 1969 à partir de la "Petite Marie-Françoise", Thonier de 18 m transformé. La prospection sismique a été faite de mars à mai 1969 par la Société Géotechnip. J'ai participé à la préparation de cette campagne et il a été tenu compte de mes résultats en Manche centrale et en Baie de Seine dans le choix des profils. J'ai reçu l'autorisation de me référer aux enregistrements qui ont été communiqués au groupe chargé d'effectuer les carottages (2). L'emplacement des profils sismiques et des carottages de roche (environ 150 réussis) réalisés dans le périmètre étudié est porté sur la figure 5. Les planches V à VIII reproduisent quelques portions de profils particulièrement intéressantes.

(1) Le plan détaillé de cette opération est exposé dans le Bulletin du C.N.E.X.O. (5), mai 1969.

(2) J'exprime ma gratitude à Monsieur le Directeur du C.N.E.X.O. qui m'a accordé cette autorisation et à Monsieur Robert, coordonnateur des programmes et responsable de l'"opération Manche".

Je remercie aussi les collègues du groupe chargé des carottages (MM. Boillot, Genesseeux, Hinchsberger, Hommeril, Lamboy, Pinot et Vanney) d'avoir permis l'exploitation des enregistrements à titre personnel.

Première Partie



**GEOLOGIE du SUBSTRATUM
ROCHEUX
et
HISTOIRE QUATERNAIRE.**

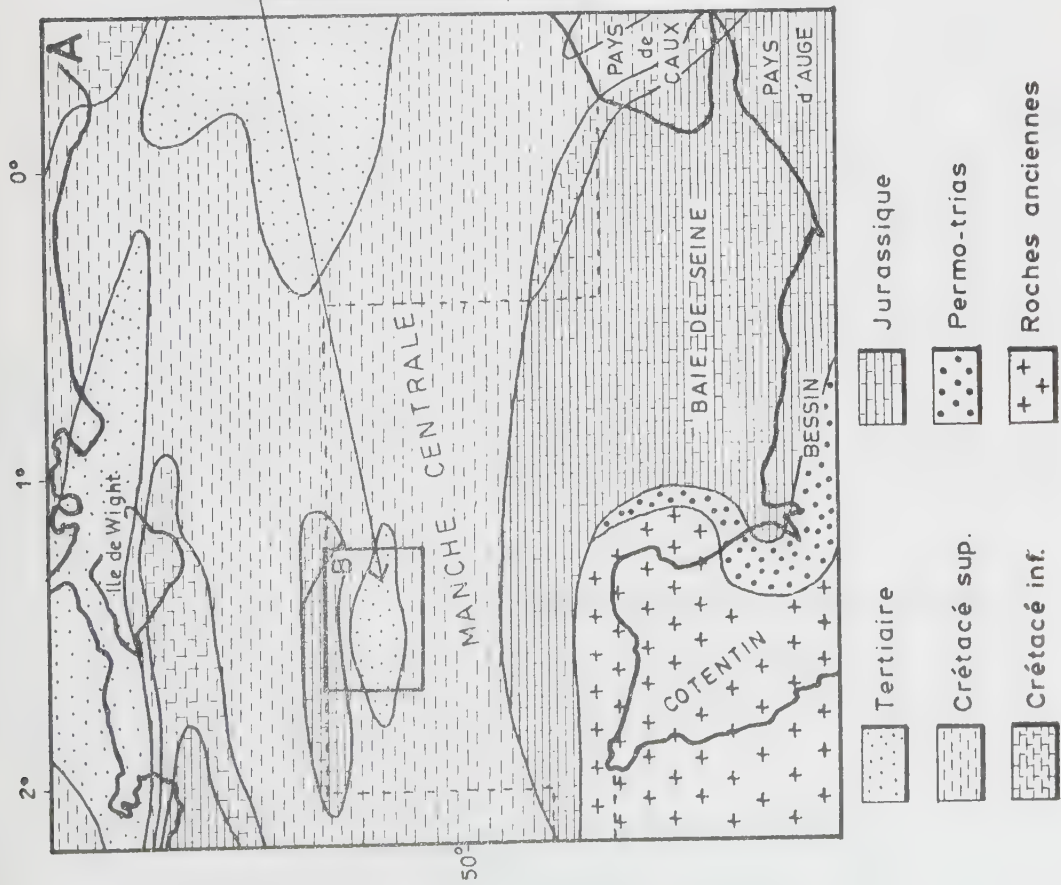
~

PREAMBULE

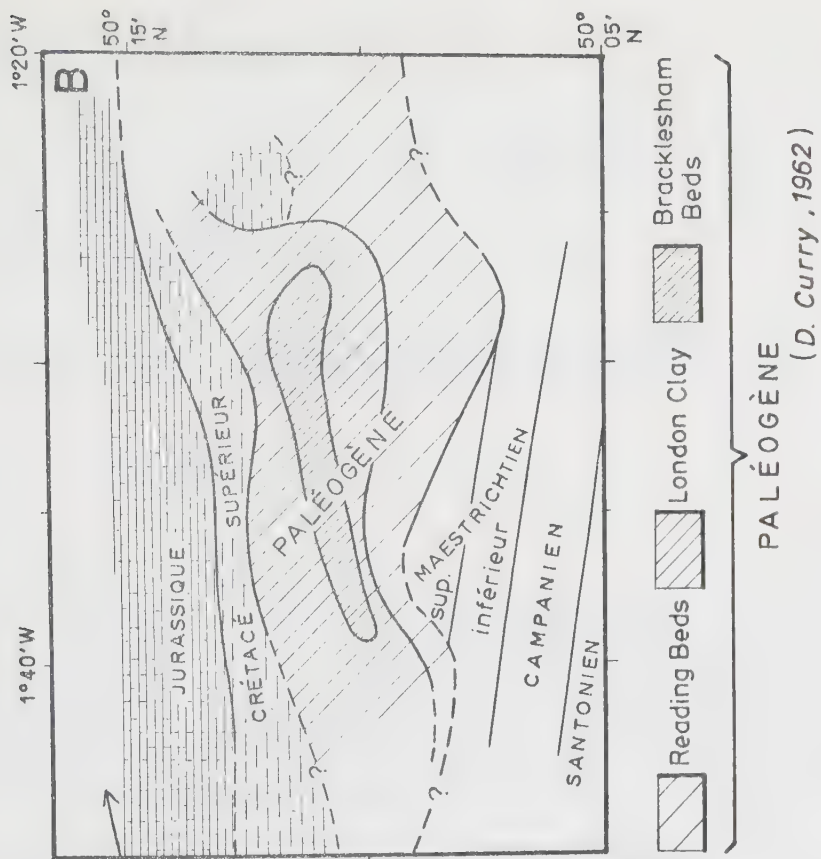
Au début de mes recherches, la connaissance géologique du périmètre étudié se fondait uniquement sur les résultats de L. Dangeard (1928) W.B.R. King (1954) et D. Curry (1962).

Les dragages (une trentaine) réalisés par L. Dangeard à bord du "Pourquoi-Pas" ont principalement abouti à la mise en évidence de calcaires domériens et toarciens au N de Cherbourg, de calcaires bathoniens au large d'Arromanches et de craie glauconieuse entre l'Ile de Wight et la presqu'île du Cotentin. Une première carte géologique est établie. En outre, l'auteur met l'accent sur les nombreux témoins d'une évolution continentale sous climat périglaciaire au Quaternaire.

Les recherches ne sont reprises qu'une vingtaine d'années plus tard par des géologues britanniques qui effectuent de nouveaux prélèvements et introduisent les prospections géophysiques. En Manche centrale, près de la Fosse médiane, la présence d'un gisement d'argiles rouges attribuées au Trias par L. Dangeard (1928) retient particulièrement leurs efforts qui conduisent à la découverte d'un petit bassin éocène. Synthétisés par W.B.R. King (1949 et 1954), les résultats apportent des informations sur la répartition et l'épaisseur des principales formations. Une nouvelle carte géologique est dessinée. La figure 6 A en donne une reproduction pour la région étudiée et ses abords. Plus tard, D. Curry (1962) publie une monographie détaillée du bassin tertiaire de la Manche centrale et des terrains voisins : Jurassique supérieur et Crétacé supérieur (fig. 6 B).



(Extrait de la carte de W.B.R. King, 1954)



(D. Curry, 1962)

Fig. 6 : ETAT DES CONNAISSANCES
EN 1962

CHAPITRE I

LE SOCLE ARMORICAIN

Sommaire :

1 - LES TERRAINS ANTECAMBRIENS

- 11 - *Les terrains antécambriens dans le N du Cotentin*
- 12 - *Le socle cristallin à l'W du méridien de Jardeheu*
- 13 - *L'Antécambrien dans l'Anse de Cherbourg*
- 14 - *Le Briovérien au N et au SE du Massif de Barfleur*

2 - LES TERRAINS PALEOZOIQUES

- 21 - *Le Paléozoïque au N de la Hague*
- 22 - *Le Paléozoïque à l'W de la Hague*
- 23 - *Le Paléozoïque à l'E du Cotentin*

3 - LE MASSIF GRANITIQUE DE BARFLEUR

- 31 - *Principaux résultats acquis sur la partie émergée du massif*
- 32 - *Caractères morphologiques de la partie immergée du batholite*
- 33 - *Caractères pétrographiques de la partie immergée du batholite et ses contours*

RESUME ET CONCLUSION DU CHAPITRE I

Au N du Cotentin, le socle armoricain se prolonge de 3 à 7 milles sous la mer. Au-delà, il disparaît sous la couverture secondaire discordante. Les fonds granitiques qui ceignent le Val de Saire se rattachent au Massif de Barfleur. Des phyllades sériciteux précambriens affleurent largement au N de la région cherbourgeoise, tandis que plus à l'Ouest, au large de la Hague, se rencontrent des roches variées se rapportant à des formations antécambriennes et paléozoïques.

1. LES TERRAINS ANTECAMBRIENS

11 - LES TERRAINS ANTECAMBRIENS DANS LE N DU COTENTIN (fig. 7).

De la Hague aux Iles anglo-normandes Guernesey et Sercq, M. J. Graindor (1960 a et 1960 b) envisage l'existence d'un vieux socle, le Continent sarnien, constitué de roches magmatiques et cristallophylliennes. Les plis sont orientés N 30° à N 35°, ils forment notamment l'Anticlinal Joubourg-Jardeheu. Par comparaison avec les résultats acquis en Bretagne, ce socle appartient au Pentévrien antérieurement défini par J. Cogné (1959) dans la région de Saint-Brieuc.

Le Briovérien inférieur (X 1) a été découvert dans le Val de Saire, sur la bordure sud du Massif de Barfleur (Graindor, 1957 et 1959). Il est représenté par les Schistes de Goueslin, la série des schistes à cordiérite et les amphibolites du Theil, des roches magmatiques et métamorphiques. M. J. Graindor (1960 a) souligne les analogies entre les Schistes de Goueslin et le complexe de Schistes de Cherbourg dont l'âge est difficile à déterminer. Ce dernier ensemble renferme des phyllades sériciteux à nodules de quartz qui se relie-t-il à des roches au métamorphisme plus accusé : schistes chlorito-sériciteux et chloritoschistes des environs de Cherbourg (voir feuille géologique de Cherbourg au 1/50 000),.

Le Briovérien moyen de l'étage de la Lande des Vardes : X^{2a} (phtanites et phyllades associés) affleure sur l'estran de Bretteville, à l'E de Cherbourg et au S du Massif de Barfleur (Graindor, 1955, 1957, 1960 a; Pareyn et Royant, 1964). Le Briovérien phtanitique de Landemer, à l'W de Cherbourg, est également attribué à l'étage de la Lande des Vardes mais, compte tenu de sa répartition et de ses affinités avec certains gisements bretons, un âge plus ancien, Briovérien inférieur, n'est pas à exclure (Graindor, 1960 a).

Les phyllades sériciteux du platier rocheux d'Urville-Nacqueville appartiennent à l'étage de Villers-Fossard (Briovérien moyen : X^{2b}) qui

est également représenté dans la région de Quettehou-Saint-Vaast-la-Hougue. Quant au Briovérien supérieur, il n'a pas été reconnu dans le Cotentin (Graindor, 1957, 1960 a).

A ces formations très anciennes du Pentévrien et du Briovérien inférieur et moyen s'ajoute un cortège de granites cadomiens occupant une grande partie de la Hague (1) : granite calco-alcalin du Moulinet au SE de Jobourg, granite alcalin d'Auderville, granite alcalin de l'Anse Saint-Martin, granite calco-alcalin de Gréville, granite alcalin, rose, d'Eculleville (Jerémine, 1930; Graindor, 1960 a).

Les documents recueillis en mer viennent compléter les connaissances acquises sur le continent. Ils peuvent être répartis en trois secteurs géographiques :

- le prolongement de la Pointe de la Hague, à l'W du méridien de Jardeheu,
- l'anse comprise entre la Pointe de Jardeheu et le Cap Lévy que je propose d'appeler Anse de Cherbourg,
- la périphérie du Massif granitique de Barfleur.

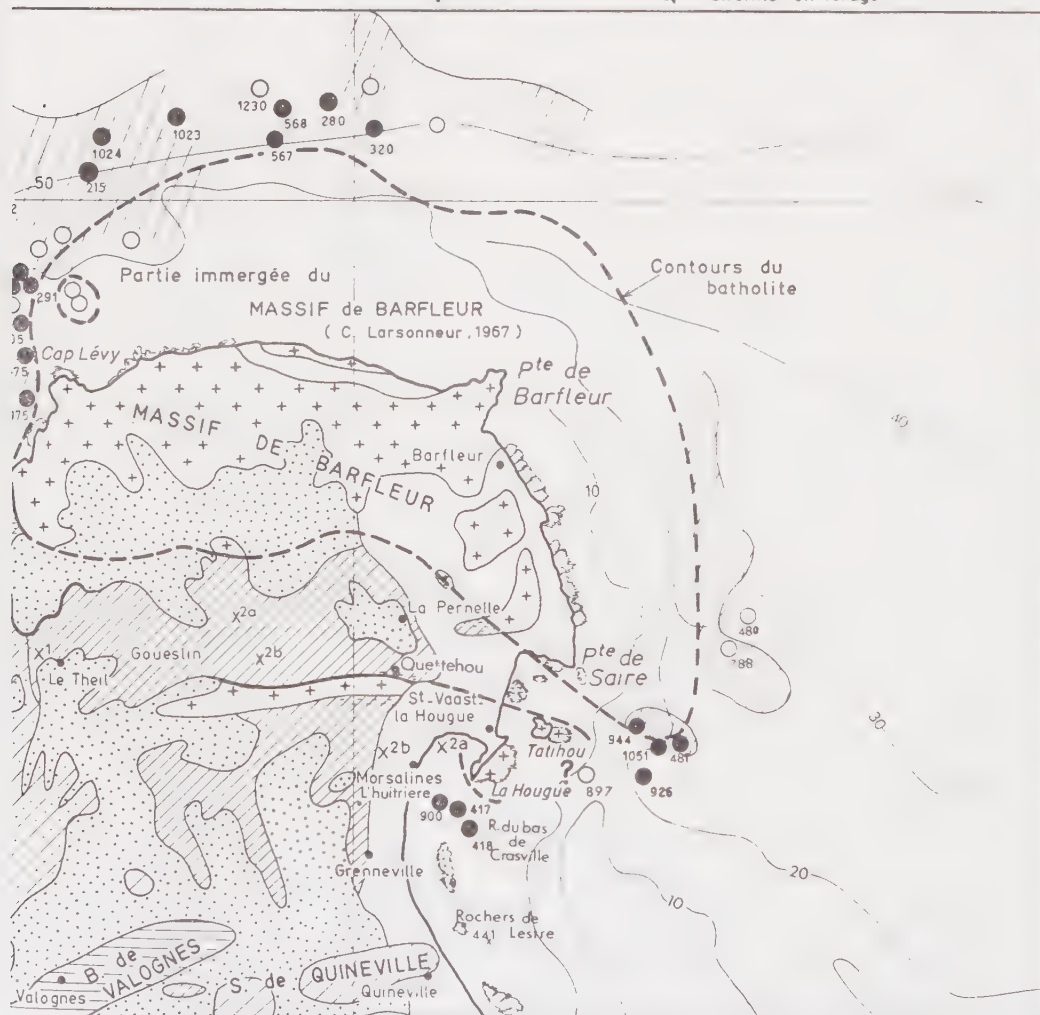
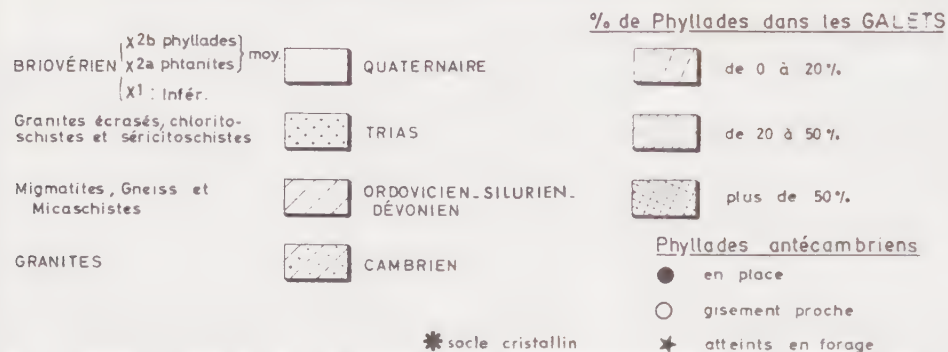
12 - LE SOCLE CRISTALLIN A L'W DU MERIDIEN DE JARDEHEU (fig. 7 et 8)

Au large de la Pointe de la Hague, la morphologie sous-marine caractérisée par des hauts-fonds et de nombreux écueils (fig. 8) indique que les terrains granitiques et cristallophylliens se prolongent en mer, localement à plus d'un mille (Nez de Jobourg, Cap de la Hague, Pointe de Jardeheu). Cette interprétation s'appuie également sur l'irrégularité des fonds relevés à l'échosondeur. Malgré ces affleurements, mes investigations ont souvent échoué dans ces parages en raison des difficultés de navigation, de la cohésion et de la dureté des roches. Cependant, au NE de l'Anse Saint-Martin, les échantillons suivants ont été arrachés au substratum (fig. 7) :

- station 1191 : diorite, sans quartz, en voie d'arénisation,
- station 1193 : roches mésocrates, chloriteuses, écrasées, résultant de l'altération de diorites ou d'amphibolites.

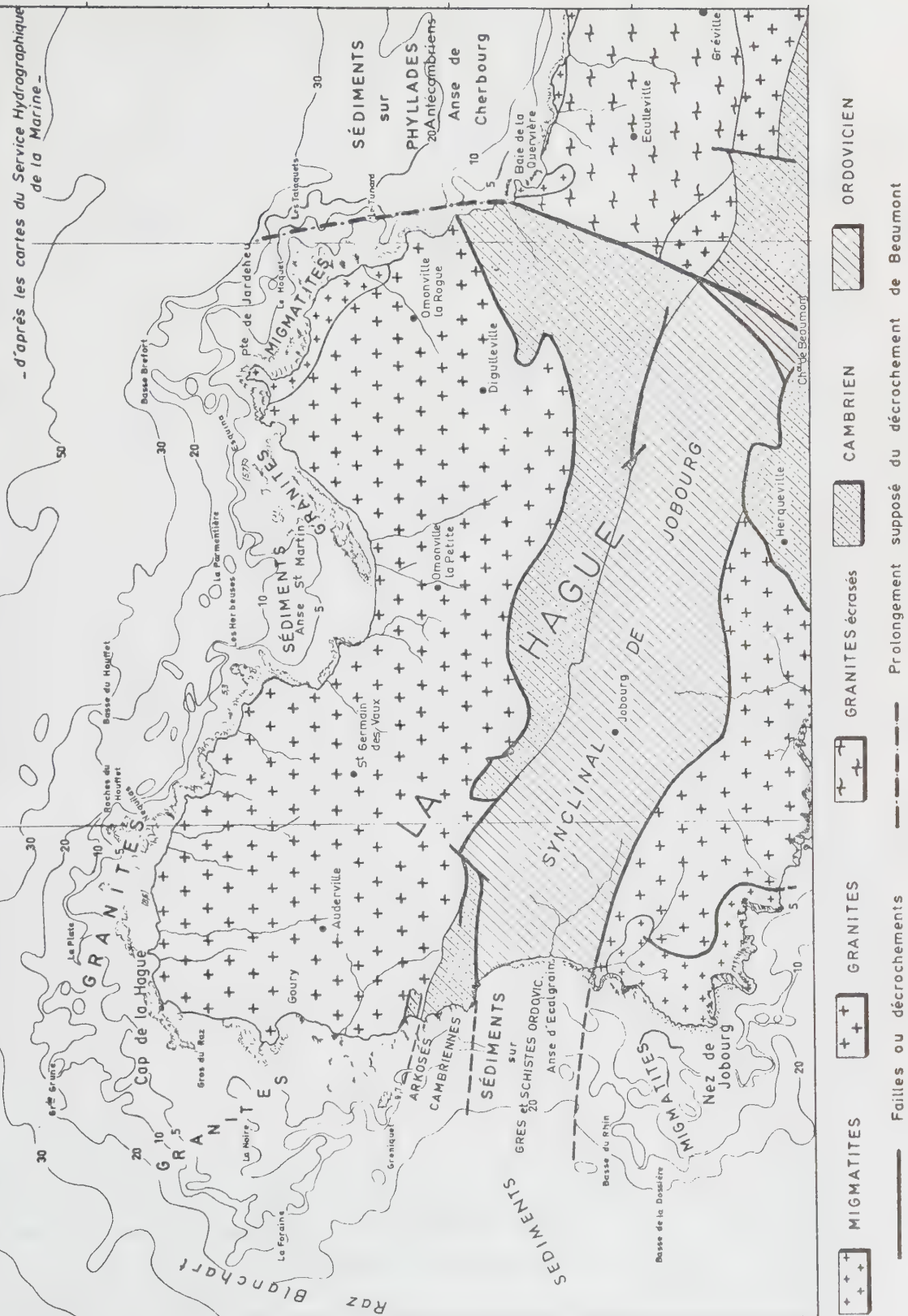
Dans la région de Jardeheu, on trouve également des masses dioritiques incluses dans le granite alcalin de l'Anse Saint-Martin. D'après

(1) Dans la presqu'île de la Hague, seul le granite à grain fin du Calenfrier, au S d'Auderville, est post-cambrien (Graindor, 1960 a; Doré, 1969). Ce granite est daté - 340 M.A. (Leutwein, Sonet et Zimmermann, 1967).



et à l'E du COTENTIN.

— d'après les cartes du Service Hydrographique
de la Marine. —



F. Doré (1969), il est possible qu'elles représentent la remobilisation d'un matériel amphibolique plus ancien. En outre, des faciès comparables à ceux des échantillons recueillis aux stations 1191 et 1193 existent plus au Sud, dans la Baie de Quervièrre, mais leur âge est imprécis. Dans l'état actuel des connaissances, on peut penser que ce matériel basique se rapporte au vieux socle pentévrien.

Dans le Raz Blanchart, à mi-distance entre l'Ile d'Aurigny et le Cap de la Hague, le substratum est granitique aux stations 762 et 983 (fig. 7) :

- granite alcalin, mylonitisé, à la station 762,
- granite calco-alcalin, à quartz automorphes, peu altéré à la station 983.

13 - L'ANTECAMBRIEN DANS L'ANSE DE CHERBOURG (fig. 7)

L'Anse de Cherbourg est limitée à l'Ouest par un ensemble de granites et de migmatites traversé de nombreux filons de roches acides (microgranites, rhyolites, aplites) et à l'Est par le Massif granitique de Barfleur. Sur sa bordure sud affleurent des roches variées : schistes chloriteux ou sériciteux, micaschistes calcareux et granites écrasés entre la Baie de Quervièrre (angle sud-ouest de l'anse) et Cherbourg; phyllades et phanites du Briovérien moyen entre Landemer et Nacqueville d'une part, à l'E de Bretteville d'autre part; poudingues arkoses et grès feldspathiques cambriens au S d'Omonville-la-Rogue et à l'E de Cherbourg.

Cette diversité pétrographique ne se retrouve pas en mer. Au S de 49° 45' N, le substratum de l'anse est constitué de phyllades sériciteux, parfois chloriteux, injectés de quartz qui se présente en filonnets, en minces lentilles ou en nodules. Ces phyllades ont été récoltés en place, par la drague, en 57 stations et ils ont été atteints à la base de 9 forages récemment implantés dans la Grande Rade de Cherbourg et dans la Baie du Becquet (1). Etant donné leur faible résistance à l'érosion, ces matériaux n'entrent dans la constitution des dépôts meubles, graveleux ou caillouteux, qu'à proximité des gisements sous-marins. On peut donc obtenir des informations sur ces derniers en tenant compte des proportions et du degré d'usure de ces éléments dans les sédiments. Au N de Cherbourg, on trouve plus de 50 % de galets de phyllades dans la couverture caillouteuse (fig. 7).

(1) Forages sous-marins réalisés par le Service Maritime des Ponts.et.Chaussées de Cherbourg.

Remarque :

La notion de gisement proche se rapporte aux stations où j'ai recueilli des galets très anguleux de roches sensibles aux agents d'érosion, galets qui n'ont pas pu subir un long transport.

Les phyllades sériciteux contiennent généralement des pigments ferrugineux et graphiteux. La chlorite est présente aux stations 121 c, 111, 191, 200, 205, 293, 297, 301, 304, 604, 613, 616, 617, 975, c'est-à-dire principalement au large de Cherbourg et dans la Baie du Becquet. Certains échantillons de la partie occidentale de l'anse renferment de l'épidote (stations 297 et 978). Ces différents constituants déterminent la nuance de la teinte verte des roches recueillies dont l'aspect est souvent lustré. Dans certains cas elles présentent une schistosité de flux et des microplissements : stations 113 c, 114 c, 121 c, 128 c, 215 c, 191, 196, 201, 202, 293, 295, 299, 301, 304, 310, 578, 603, 604. Ces dernières se trouvent au NE de la Pointe de Jardeheu et surtout dans la région cherbourgeoise, depuis Urville jusqu'à Bretteville. En plaques minces, les minéraux montrent généralement une extinction roulante. Ces caractères attestent de fortes actions dynamiques ce qui s'accorde avec les observations faites sur la côte, entre Cherbourg et la Baie de Quervièrre, où le substratum rocheux est intensément déformé, voire écrasé et laminé (Jérémine, 1930; Graindor, 1957, 1959 et 1960 a). C'est là le résultat de poussées NE-SW qui ont affecté toute la Hague et qui ont provoqué le chevauchement du Précambrien sur le Cambrien au N du Synclinal de Jobourg-Siouville.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de donner un âge précis à ces phyllades sériciteux, épimétamorphiques de l'Anse de Cherbourg. Ils s'apparentent aux faciès schisteux, satinés et injectés de quartz qui affleurent sur l'estran entre Urville et Nacqueville et qui sont rapportés au Briovérien moyen de l'étage de Villers-Fossard (X^{2b}). Une telle interprétation s'accorde avec la disposition générale des couches visibles entre Landemer et Urville qui suggère qu'elles appartiennent à un fond de synclinal briovérien dont l'axe plonge à 45° vers le Nord-Est, c'est-à-dire sous la mer (Graindor, 1957). Cependant, ce n'est là qu'une hypothèse de travail qui n'exclut pas la possibilité d'un âge plus ancien. En l'absence de phtanites, le rapprochement avec les faciès schisteux du Briovérien phtanitique (X^{2a}) est difficilement concevable. Par contre, le Briovérien inférieur peut être envisagé, notamment pour le matériel épidotisé récolté au large de la Baie de Quervièrre.

Dans la partie occidentale de l'anse, on remarque que les phyllades affleurent très près du rivage, à moins d'1 km parfois (stations 297, 299, 310, 978 : fig. 7). Les roches endogènes et cristallophylliennes de la région côtière ont donc une extension sous-marine très limitée. Il en est de même des couches cambriennes d'Omonville-la-Rogue dont le prolongement en mer n'a pas été reconnu. Il est donc logique de penser que l'important décrochement qui dissocie le Synclinal de Jobourg-Siouville, à l'W de Beaumont-Hague (fig. 7 et 8), se prolonge en mer en s'incurvant vers le Nord-Nord-Ouest conformément au tracé de la côte. Cet accident sépare deux compartiments bien distincts

- à l'Ouest, une masse granito-gneissique non déplacée située dans l'axe de l'Anticlinal cristallophyllien Jobourg-Jardeheu,
- à l'Est, une série schisteuse épimétamorphique appuyée sur les mica-schistes et les granites écrasés de l'unité de Cherbourg-Eculleville qui chevauche le flanc nord du Synclinal de Jobourg-Siouville.

Le décrochement explique en outre la position des roches endogènes et cristallophylliennes de la Baie de Quervièrre qui se raccordent certainement aux affleurements de roches métamorphiques de la région de Jardeheu situés à environ 3 km plus au Nord. Le brusque changement de direction des isobathes qui s'observe sur les cartes marines, au large d'Omonville-la-Rogue, est probablement en relation avec ce décrochement (fig. 8).

La limite orientale de l'anse correspond approximativement au contact du Granite de Barfleur avec ses terrains encaissants. L'étroite auréole de métamorphisme est formée de phyllades recristallisés à filonnets de quartz et de cornéennes micacées à biotite et muscovite (stations 290 et 291).

Au Sud, de l'Anse du Becquet à la Baie de Quervièrre, le trait de côte (1) est voisin d'un contour géologique. Les phyllades sériciteux du domaine submergé sont en contact de granites écrasés et de roches cristallophylliennes à l'W de Cherbourg, tandis qu'à l'Est, ces mêmes phyllades sont en position renversée sur les poudingues et arkoses cambriens.

L'Anse de Cherbourg est donc une vaste dépression établie dans une région à substratum schisteux, ceinturée de roches variées, plus résistantes à l'érosion.

(1) Le trait de côte est le trait qui limite, sur les cartes, la terre de la mer (Guilcher, 1954).

14 - LE BRIOVERIEN AU N ET AU SE DU MASSIF DE BARFLEUR (fig. 7)

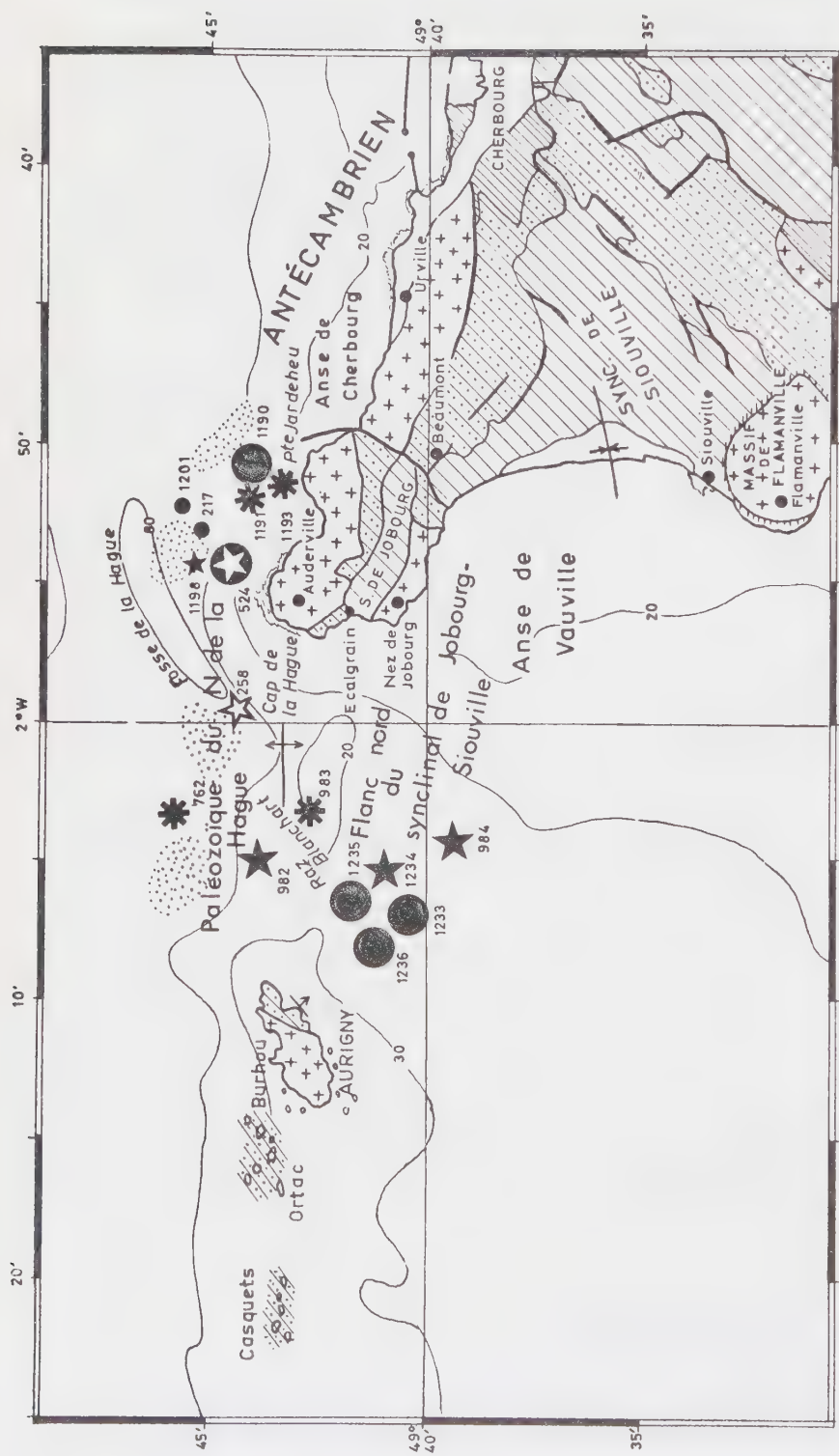
Au N du Massif de Barfleur, dans le prolongement oriental de l'Anse de Cherbourg, affleurent des schistes fins, chloriteux et sériciteux (stations 280, 320, 567, 568, 1023, 1024). Localement, ils sont accompagnés de faciès graphiteux noirâtres (stations 320 et 567) qui permettent d'attribuer les matériaux recueillis au Briovérien moyen : étage de la Lande des Vardes (X^{2a}). Le Briovérien phtanitique borde également le massif granitique à l'Ouest, dans la région de Bretteville-Maupertus, et au Sud, dans la vallée de la Saire.

Au Nord-Est, la couverture secondaire ou les sédiments masquent les terrains encaissants du granite qui ne réapparaissent qu'au Sud-Est, au large de la Pointe de Saire. Il s'agit de schistes gris-vert, sériciteux, très fissiles (stations 900 et 926), parfois gréseux (stations 417 et 418). Près du contact avec le granite, on passe à des faciès très métamorphisés : schistes micacés riches en biotite, schistes granitisés présentant une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de feuillets à deux micas, d'où l'aspect gneissique de la roche (stations 481, 944, 1051). Des faciès pétrographiques identiques ont été décrits sur la côte voisine, près de la Pointe de Saire et dans la région de Réville (Jérémine, 1932; Breton, 1967).

Aux stations 417, 418 et 900, les affleurements sous-marins se trouvent dans le prolongement des gisements littoraux de Briovérien moyen (X^{2b}) décrits par C. Pareyn et G. Royant (1964) : Rochers de l'Huitrière et du Bas de Crasville (fig. 7). Sur l'estran, ces faciès sont accompagnés de schistes et de phtanites noirs du Briovérien phtanitique (X^{2a}) qui n'ont pas été retrouvés sous la mer. Je rappelle que ces différentes formations du Briovérien ont été identifiées sur le continent entre Quettehou et Grenneville (Graindor, 1955 a) ce qui modifie la cartographie de la 2^e édition de la feuille géologique de Cherbourg au 1/80 000 sur laquelle elles sont attribuées au Cambrien.

2. LES TERRAINS PALEOZOIQUES

Les principaux gisements de roches paléozoïques du périmètre étudié se trouvent au large de la Hague, dans une région balayée par de très forts courants (Raz Blanchart et zones avoisinantes) et occupée par des dépôts de gros galets masquant souvent le substratum (pl. XI, 1 et 2 par exemple). Ces



conditions défavorables aux prélèvements expliquent le petit nombre d'échantillons recueillis. Ils apportent cependant des résultats importants comme la mise en évidence de terrains primaires au N de la Pointe de la Hague.

21 - LE PALEOZOIQUE AU N DE LA HAGUE (fig. 9)

Les quelques affleurements de roches paléozoïques identifiés dans cette région jalonnent un axe sensiblement orienté E-W, situé au voisinage du parallèle 49° 44' N. Il s'interrompt à l'E du méridien de la Pointe de Jardeheu, sans doute à cause du prolongement sous-marin du décrochement de Beaumont.

Au large de la Pointe de Jardeheu (station 1190), le Cambrien se présente sous la forme d'une arkose fine, peu déformée, riche en feldspaths alcalins (1). Dans ces parages, les dépôts de cailloutis sont particulièrement riches en galets de roches cambriennes caractéristiques : grès feldspathiques, arkoses et poudingues (stations 217 et 1201).

Plus à l'Ouest, le Paléozoïque consiste en :

- grès fins, peu feldspathiques, à ciment sériciteux, d'âge difficile à préciser : Cambro-Ordovicien, voire Dévonien (Grès à Orthis monnieri : station 524),

- argilites grés-micacées, riches en pigments organiques de l'Ordovicien moyen-supérieur ou du Siluro-Gédinnien : station 258. En outre, j'ai récolté des galets de grès ordovicien à Scolithes et de calcaires crinoïdiques dévoniens particulièrement nombreux à la station 1198 (2). Dans cette région, la couverture caillouteuse est très riche en galets de grès et de quartzistes provenant des assises paléozoïques (fig. 9).

Ces résultats permettent de rendre plus aisément compte de la présence de grès et de grauwaques fossilifères, d'âge dévonien, dans la terrasse marine normannienne de Jardeheu (Dangeard, 1928). Sur le continent, les gisements dévoniens les plus proches sont ceux de la région de Siouville, au S de l'Anse de Vauville. Il est difficile de supposer que des blocs tendres de grauwaques aient pu être transportés si loin. Il est plus logique d'en rechercher l'origine dans des affleurements dévoniens insérés dans la série paléozoïque mise en évidence au N de la Hague. Etant donné l'ensemble de nos observa-

(1) Je dois les déterminations de roches primaires à F. Doré.

(2) Des galets de calcaires crinoïdiques dévoniens ont également été signalés plus au large par Dangeard (1928) à la station D 262 située à 10 milles au NW de Cherbourg (fig. 7). J'en ai également récolté dans ces parages à la station 1253.

tions au N du Cotentin, ces affleurements sont probablement peu étendus.

Remarque :

Trois profils à l'étinceleur ont été récemment réalisés dans ces parages en recoupant la Fosse de la Hague (Robert, 1967; campagne CNEXO. 1969 : fig. 5). Les enregistrements obtenus ne permettent malheureusement pas de distinguer les couches primaires des terrains appartenant au substratum antécambrien. Les premiers réflecteurs identifiés au contact du socle armoricain correspondent aux assises du Crétacé supérieur.

22 - LE PALEOZOIQUE A L'W DE LA HAGUE (fig. 9)

Au S du Raz Blanchart on retrouve une succession stratigraphique normale composée de termes reconnus dans le Synclinal de Jobourg-Siouville

- arkose pigmentée d'hématite comparable aux arkoses présentes à la base du Cambrien (station 1235),
- grès fins feldspathiques (station 1233) et grès fins feldspathiques à ciment sériciteux et hématite (station 1236) du Cambrien,
- grès fins, légèrement micacés, à ciment sériciteux, riches en minéraux lourds de l'Ordovicien moyen ou supérieur (station 1234),
- schistes noirs à Trilobites non identifiables de l'Ordovicien moyen ou supérieur (station 984).

Les affleurements cambriens peuvent être reliés aux formations détritiques de même âge, à pendage SE 15 à 30°, qui constituent l'extrémité orientale de l'Ile d'Aurigny (Bigot, 1888 et 1890). Il est logique de raccorder l'ensemble de ces formations cambro-ordoviciennes au flanc nord du Synclinal de Jobourg-Siouville disloqué par le décrochement de Beaumont. En outre, les récents travaux de F. Doré (1969) montrent que le Cambrien de la Hague se rapporte au Cambrien inférieur et que dans cette région il y a une importante lacune du Cambrien moyen et supérieur, du Trémadocien et de la plus grande partie du Grès armoricain. Il n'est donc pas surprenant que ce dernier niveau n'ait pas été reconnu en mer.

Dans le Raz Blanchart, affleurent des quartzites fins à muscovite et feldspaths potassiques dont le faciès rappelle le Grès de May d'âge ordovicien supérieur (station 982). Ce gisement semble indiquer une communication entre la série paléozoïque du flanc nord du Synclinal de Jobourg-Siouville et celle du N de la Hague. Il traduit un abaissement important du socle cristallin dans cette partie occidentale du Raz Blanchart. Il est possible que

des failles, prolongeant ou non celles de la région d'Ecalgrain, en soient la cause.

Vers l'Ouest, au-delà d'Aurigny, les îlots de Burhou, Ortac et de l'Archipel des Casquets (fig. 9) sont formés de poudingues, d'arkoses et de grès appartenant à la base du Cambrien (Hill, 1889). Cette région où le socle cristallin est à faible profondeur jalonne un axe anticlinal, sensiblement E-W, passant par la Pointe de la Hague et Aurigny.

23 - LE PALEOZOIQUE A L'E du COTENTIN

A la station 441 (voir fig. 13), des grès fins affleurent dans le prolongement oriental des rochers littoraux de la région de Quinéville formés de Grès armoricain : Rochers de Lestre, Rocher bavéchien (Pareyn et Royant, 1964; Royant, 1968). Mais les fonds rocheux sont ensablés à faible profondeur de telle sorte qu'il est impossible de suivre l'extension du Synclinal de Quinéville vers l'Est et de préciser ses relations avec les bancs de Grès armoricain des Iles Saint-Marcouf. Ces derniers renferment localement de nombreux Scolithes, ils ont une direction N 50° et plongent à 20° vers le Sud-Est et non vers le Nord-Ouest comme l'indique la feuille géologique de Cherbourg au 1/80 000.

Le profil sismique réalisé entre Saint-Vaast-la-Hougue et Vierville-sur-Mer (C.N.E.X.O., 1969) indique, sous une mince couche de sédiments, le prolongement vers l'Est des couches ordoviciennes de Saint-Marcouf. Ces terrains sont en contact par failles avec les calcaires du Lias inférieur affectés de petites fractures. Ces accidents représentent probablement le prolongement sous-marin des failles transversales qui morcellent les rochers littoraux entre Quinéville et Ravenoville (Riout, 1968 a). En outre, les bancs gréseux des Iles Saint-Marcouf sont décalés vers le Sud par rapport à l'axe synclinal Montebourg-Quinéville ce qui conduit à envisager la présence d'un décrochement parallèle à la côte (Pareyn et Royant, 1964).

Remarque :

Des galets de calcaire crinoïdique ou de calcaire à débris de spiriféridés sont fréquents sur la plage de Ravenoville (Riout, 1968a). Peut-être proviennent-ils de gisements sous-marins, mais cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée. Les affleurements rocheux identifiés dans la région sont constitués de calcaires gréseux hettangiens.

3. LE MASSIF GRANITIQUE de BARFLEUR

Le Massif granitique de Barfleur ou du Val de Saire (fig. 10) occupe, sur le continent, une bande côtière en forme de croissant au NE de la presqu'île du Cotentin, depuis l'Anse du Poulet (7 km à l'E de Cherbourg) jusqu'à la Pointe de Saire. Mes recherches font apparaître sa large extension sous-marine et montrent que le trait de côte actuel est en position sensiblement diamétrale par rapport à l'ensemble du massif. Contrairement au Massif de Flamanville qui borde la côte ouest du Cotentin, une partie importante du batholite échappait donc jusqu'à présent aux investigations, d'ailleurs limitées pour l'essentiel aux affleurements littoraux, en raison de la présence d'une couverture triasique ou quaternaire à l'intérieur des terres.

31 - PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS SUR LA PARTIE EMERGEE DU MASSIF

La première description détaillée du Granite du Val de Saire est donnée par P. Bonissent en 1870. L'auteur y reconnaît les principaux minéraux, les filons, les enclaves et, déjà, met l'accent sur l'existence de deux formations granitiques principales : l'une à grain fin (Anneville-en-Saire, Saint-Vaast-la-Hougue), l'autre à grain moyen et porphyroïde (Fermanville, Cosqueville, Gatteville, Réville). Dans ce dernier ensemble, il indique la présence, sur la côte nord, de Maupertus à Gatteville, d'un granite pauvre en mica : granite pegmatoïde, terme qui sera conservé ici.

Après l'étude pétrographique de D. Jérémie (1932), essentiellement consacrée à la partie orientale du batholite et aux roches du contact dans la région de Saint-Vaast-la-Hougue, l'hétérogénéité du massif est de nouveau relevée par A. Bigot (1939) qui écrit : "Le Granite de Maupertus et de Fermanville est assez différent de celui de Barfleur Dans la région de Maupertus, le granite est à gros grain, rougeâtre, à structure pegmatoïde, mica assez peu abondant Autour de Barfleur, il est généralement porphyroïde, à grands cristaux de microcline, le mica blanc est ordinairement plus abondant que la biotite. Il y a des variétés à grain fin, à texture granulitique, à mica prédominant, ce sont des différenciations magmatiques". A. Bigot s'attache aussi à la description du métamorphisme de contact dans le Briovérien, à l'W et à l'E du massif granitique.

M.J. Graindor (1955 a et 1955 b) apporte ensuite des précisions sur les relations des terrains encaissants avec le batholite d'une part,

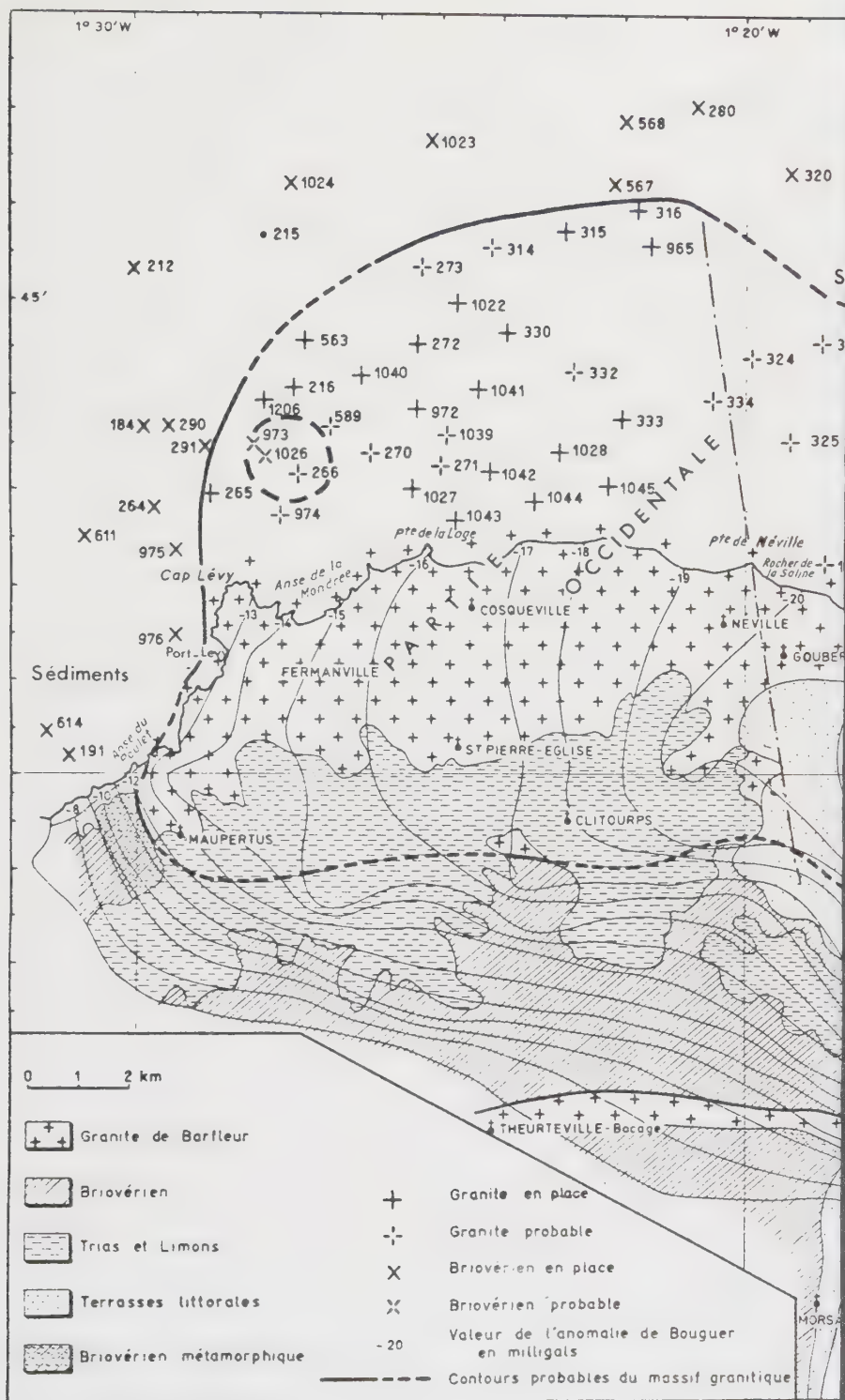


Fig.10. LES CONTOURS DU MASSIF DE BARFLEUR

avec l'écaille granitique orientée d'Est en Ouest de Quettehou à Teurthéville-bocage d'autre part (fig. 10). L'auteur indique notamment l'existence d'un contact anormal au S de Clitourps, là où le granite affleure à la faveur de l'érosion de la couverture triasique.

Les conclusions de l'étude pétrographique et structurale du Massif de Barfleur récemment reprise par G. Breton (1967) complètent et précisent les observations antérieures. Elles soulignent la différenciation en deux parties distinctes, de part et d'autre d'une ligne voisine du méridien de Néville (fig. 10). A l'Ouest, le granite pegmatoïde renferme d'abondants filons aplitiques sans pneumatolytes. A l'Est, le granite porphyroïde domine, associé à des faciès à grain fin, riches en muscovite et en tourmaline, les filons de pegmatites sont nombreux. D'après G. Breton, le batholite est affecté d'accidents verticaux, témoignant d'une tectonique cassante, mais dans l'ensemble modérée, sans doute tardive.

La radiochronologie a montré que ce massif ceinturé de terrains briovériens était d'âge hercynien (Graindor et Wasserburg, 1962; Leutwein et Sonet, 1965).

Remarque :

La localité-type de Barfleur, située dans la partie orientale du massif, ne permet pas d'avoir une image caractéristique de l'ensemble du batholite. Cependant, la dénomination "Granite de Barfleur" d'un usage courant doit être conservée, d'autant plus que l'autre terme : "Granite du Val de Saire", initialement proposé par P. Bonissent (1870), est ambigu. D'une part le granite n'affleure pas dans la vallée de la Saire, d'autre part le Val de Saire est une région qui s'étend bien au-delà de la vallée de la Saire : c'est la partie arrondie qui termine la presqu'île du Cotentin à l'E de Cherbourg (Birette, 1932) en débordant le massif granitique.

32 - CARACTERES MORPHOLOGIQUES DE LA PARTIE IMMERGEE DU BATHOLITE (fig. 11 et 12)

L'étude de la morphologie sous-marine sur carte bathymétrique détaillée établie à partir des minutes de sondes du Service Hydrographique de la Marine (fig. 11) permet de reconnaître aisément les fonds granitiques caractérisés par un relief bosselé et très accidenté dans le détail. Ils s'opposent ainsi aux formes plus régulières des zones envahies par les sédiments et des régions à substratum rocheux sédimentaire.

Il apparaît que le granite affleure largement dans le prolon-

gement du Cap Lévy et surtout entre le méridien de la Pointe de la Loge ($1^{\circ} 25' W$) et celui de Néville ($1^{\circ} 20' W$). Dans cette région de hauts-fonds et de basses (Basse du Sen, Basse de Renier), l'isobathe - 10 est située, en moyenne, à 2 milles de la côte (fig. 12). Au-delà, la pente sous-marine s'accroît jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur, puis redevient très faible. Cette rupture de pente correspond au contact du granite avec le Briovérien partiellement recouvert de dépôts transgressifs du Crétacé supérieur.

Dans le prolongement de l'Anse de la Mondrée, des sédiments sableux et graveleux viennent partiellement masquer le substratum rocheux qui s'ennoie. Les affleurements sont surtout nombreux près du rivage.

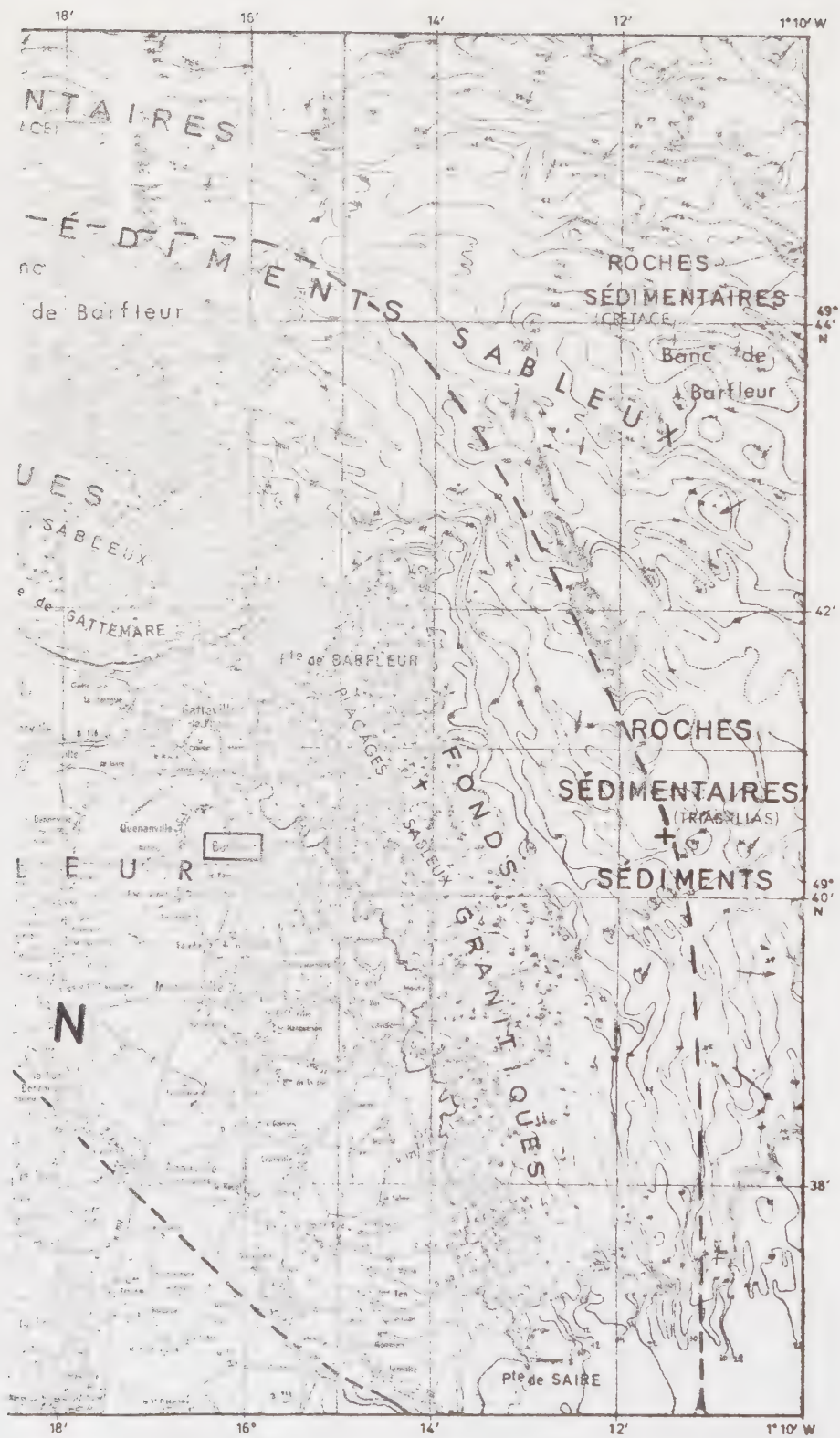
Le resserrement des isobathes à l'E du méridien de Néville montre que la pente sous-marine s'accroît et que la surface granitique fléchit, d'autant plus que la région est occupée par d'abondants dépôts sableux (Bancs de Barfleur : fig. 12). Or, à la Pointe de Néville, G. Breton (1967) signale une importante polyclase de direction comprise entre $N 150^{\circ}$ et $N 174^{\circ}$ déterminant par rejets successifs l'affaissement du compartiment oriental. Cet accident se prolonge sans doute sous la mer où il détermine l'ensellement du batholite au large de l'Anse de Gatteville. Les petites dépressions allongées NNW - SSE que l'on relève au voisinage du méridien de Néville (fig. 11) suggèrent un ensemble de fractures parallèles comme sur le continent. Dans la région de Barfleur, la partie orientale du massif est également déprimée (Bas-Pays de Barfleur). Elle est occupée par des dépôts quaternaires qui tapissent une plate-forme d'abrasion normannienne dominée par des reliefs qui dépassent parfois 100 m (Plateau de la Pernelle : fig. 12).

A l'E du Cotentin, on observe un changement brutal de la pente sous-marine à environ 2 milles du rivage : pente vers l'Est de 1 % en moyenne passant à une pente vers le Nord de 1 ‰. Ce caractère morphologique correspond au contact du granite avec les terrains secondaires (pl. V, 1).

33 - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DE LA PARTIE IMMERGEE DU BATHOLITE ET SES CONTOURS

331 - Partie occidentale (à l'W du méridien de Néville) .

Dans cette région, les échantillons recueillis en place en vingt stations (fig. 10) présentent des caractères pétrographiques sembla-



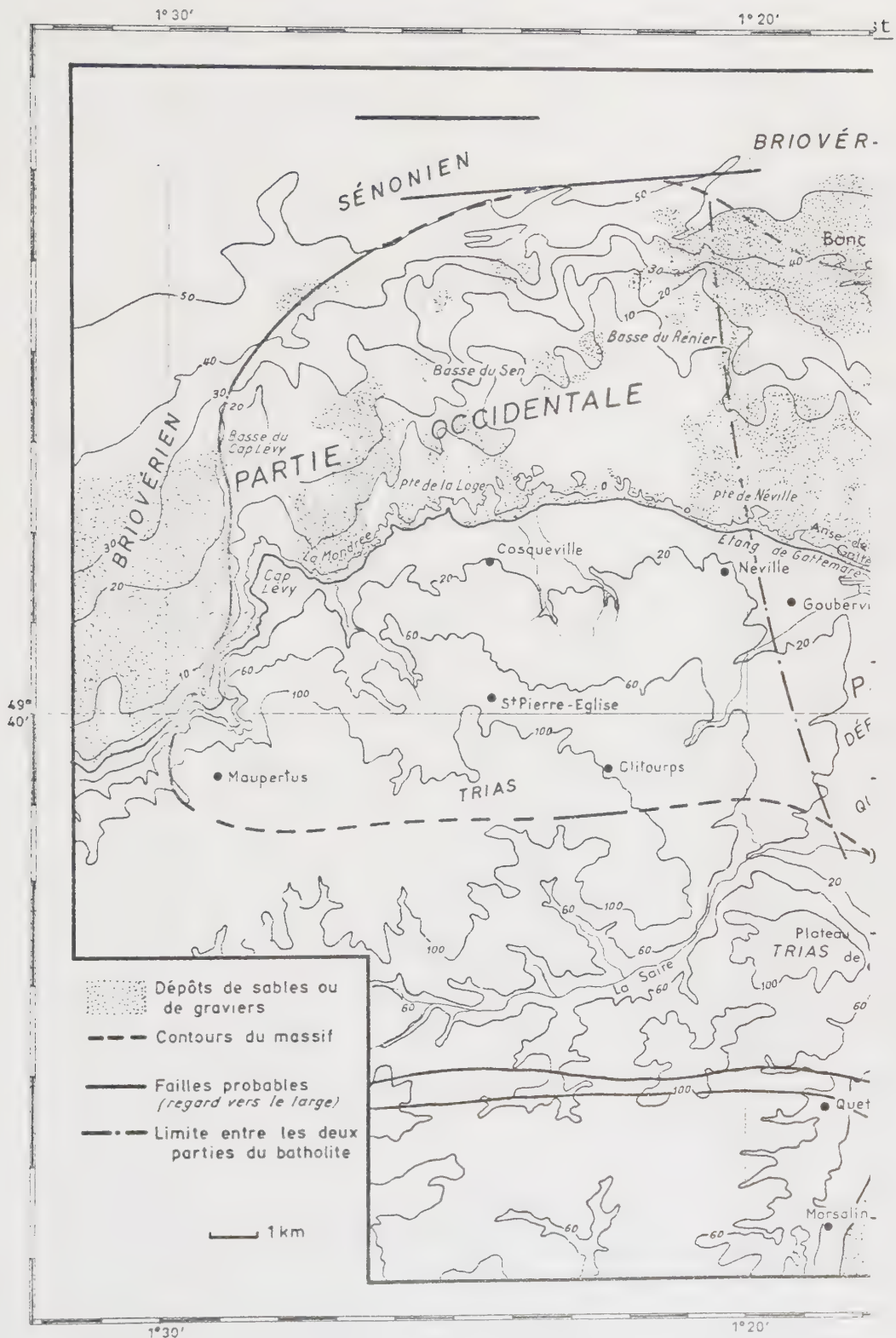
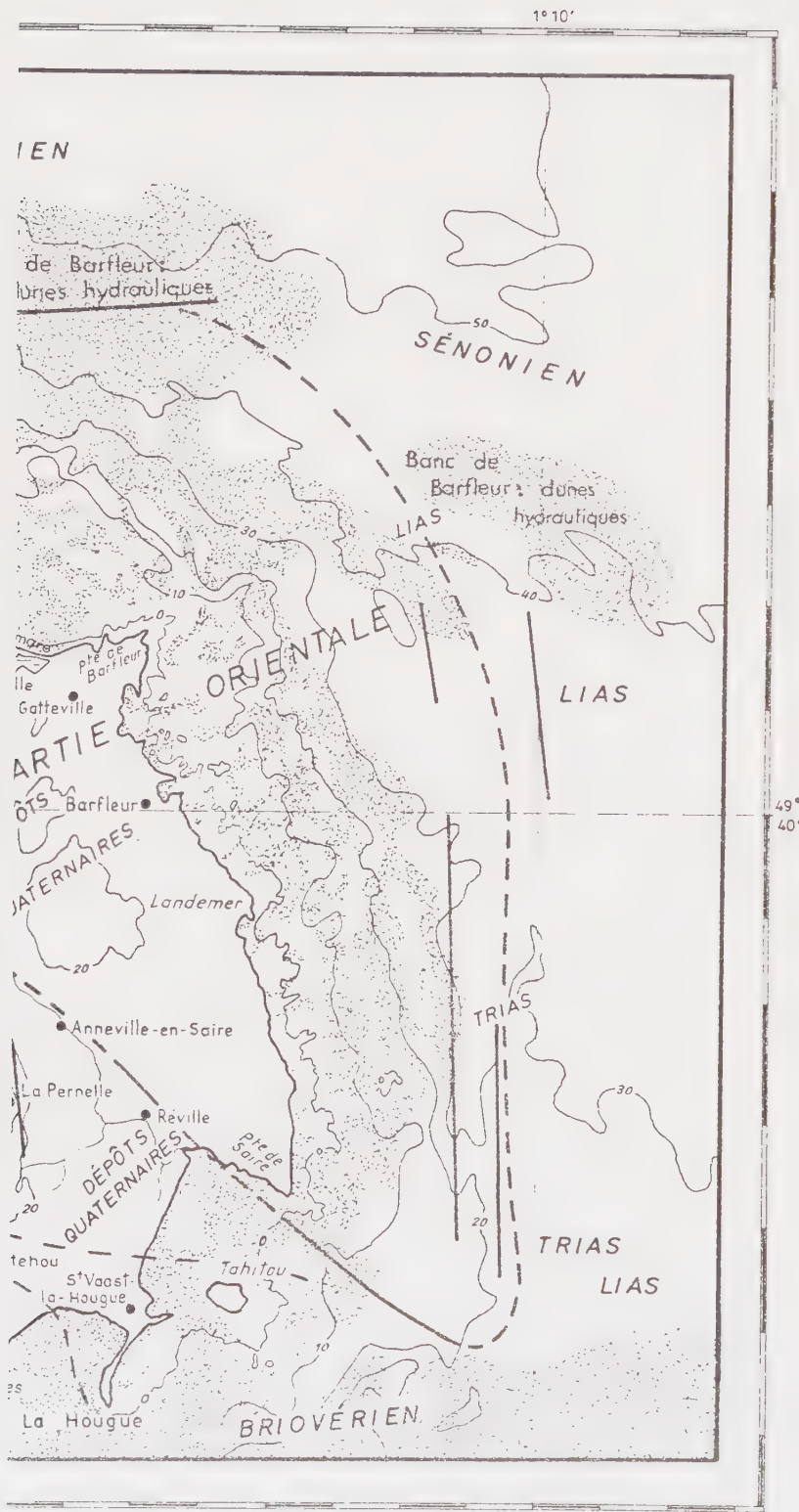


Fig. 12 - Le MASSIF GRANITIQUE
avec les couches géologiques adjacentes et aspects de la s



de BARFLEUR : sa morphologie, ses rapports
édimentation actuelle sur la partie immergée

bles : granite rose à gros grain, essentiellement quartzo-feldspathique. C'est le granite pegmatoïde défini par P. Bonissent (1870) qui affleure sur la côte depuis Maupertus jusqu'à Gouberville (Rocher de la Saline), ainsi qu'à l'intérieur des terres (Breton, 1967). La biotite n'est abondante qu'à proximité du contact granite-Briovérien (stations 274, 314). La muscovite est rare (station 273). Certains échantillons sont traversés d'un filonnet noir de 1 à 20 mm d'épaisseur exclusivement formé de prismes de tourmaline (stations 216, 272, 314, 965). De tels filonnets sont fréquents sur la côte, dans la région de Cosqueville (Breton, 1967). Dans ces parages, la couverture graveleuse et caillouteuse contient de fortes proportions de granites pegmatoïdes (souvent plus de 50 %) aux formes anguleuses. Hors des limites du batholite, ces éléments peu résistants à l'érosion, deviennent très subordonnés (5 % des galets à la station 215 par exemple : fig. 10).

Sur la côte, le contact du granite avec le Briovérien qu'il métamorphise (schistes micacés à biotite, quartzites) s'observe dans l'Anse du Poulet, il a été décrit par A. Bigot (1939) et G. Breton (1967). La présence de phyllades sériciteux non métamorphiques aux stations 975 et 976 montre que ce contact est très près du rivage dans la région de Port-Lévy et que l'auréole de métamorphisme est étroite (la station 976 n'est qu'à 700 m de la côte). Par conséquent, à partir de l'Anse du Poulet, la limite granite-Briovérien s'oriente vers le Nord-Nord-Est conformément aux lignes isogames indiquant les anomalies négatives de Bouguer (lignes reportées sur la fig. 10 d'après la carte gravimétrique au 1/320 000, feuille de Cherbourg-Rennes). Puis, au voisinage de la latitude du Cap Lévy, cette limite devient méridienne compte-tenu des affleurements de granite à la station 265 et de cornéennes micacées aux stations 290 et 291. Dans le détail, le tracé est probablement sinueux et irrégulier à l'image du trait de côte assez découpé. Les anses profondes situées au SW du Cap Lévy traduisent vraisemblablement l'hétérogénéité du substratum et la présence de failles prolongeant celles qui ont été relevées près du rivage (Breton, 1967).

Au Nord, je rappelle que le Briovérien moyen, localement phtanitique, a été identifié aux stations 280, 320, 567, 568, 1023 et 1024. Les échantillons recueillis ne sont pas métamorphisés. Par contre, ils montrent fréquemment des traces de déformations mécaniques (stations 280, 320, 567). La présence d'accidents tectoniques dans cette région a été vérifiée par les enregistrements sismiques réalisés par le C.N.E.X.O. au cours de la campagne

de reconnaissance géologique en Manche orientale (1969). Les résultats obtenus aux stations 316 (granite) et 567 (Briovérien moyen) permettent de limiter le batholite avec précision au NNW de la Pointe de Neville. Le contour est plus imprécis entre ces stations et le méridien du Cap Lévy.

Nous avons déjà noté l'abaissement de la surface rocheuse dans le prolongement de l'Anse de la Mondrée. La couverture de dépôts meubles y rend les recherches géologiques difficiles. Cependant, dans l'axe de l'anse, j'ai plusieurs fois récolté des fragments peu usés de Briovérien, légèrement métamorphique parfois : schistes sériciteux, phyllades micacés à lits quartzeux (stations 266, 973, 1026). De plus, des galets anguleux de granite pegmatoïde à ségrégations hypermicacées indiquent, dans ces parages, la proximité d'un contact granite-Briovérien (station 974). Etant donné que schistes, phyllades, granites à gros grain ont toujours été récoltés en galets à proximité des affleurements correspondants, les résultats obtenus au large de l'Anse de la Mondrée m'amènent à penser qu'un lambeau de Briovérien existe dans cette région au toit du granite (fig. 10), à la faveur de failles ou d'un ensellement du batholite.

332 - Partie orientale (à l'E du méridien de Neville).

Au N de l'Anse de Gattemare affleurent des roches mésocrates, hypermicacées, à structure granoblastique ou lépidoblastique (stations 355, 346, 347, 955, 961, 962, 1046). Elles contiennent généralement deux micas mais sont surtout riches en biotite. Le quartz et le feldspath sont finement grenus. Elles sont parfois d'aspect gneissique. Ces roches sont à rapprocher des enclaves que l'on trouve sur le littoral de Gatteville, entre l'Anse de Gattemare et le Havre de Roubary (Bigot, 1939; Breton, 1967) et qui sont également abondantes à la Pointe de Saire (Jérémie, 1932). Dans une étude récente, M.J. Graindor (1967) souligne que les roches gneissiques de la région de Gatteville ne résultent pas d'un métamorphisme dû au granite. L'auteur envisage l'hypothèse d'une succession d'épisodes métasomatiques comportant notamment la formation d'une série métamorphique avant la mise en place du granite. De toute manière, les caractères pétrographiques des affleurements de la région de Gatteville sont ceux de l'écorce externe du batholite (Breton, 1967). En mer comme sur le continent, la surface topographique actuelle est proche du toit du granite dans la partie orientale du massif, principalement dans les

environs de Gatteville et au large de l'Anse de Gattermare. Dans cette région, j'ai également repéré des filons de microgranite (stations 335 et 955) et d'aplite (station 335).

Le granite porphyroïde, à grands cristaux de microcline, typique des gisements de la côte est du Cotentin, n'affleure qu'au NE de la Pointe de Barfleur (stations 348, 930, 1047, 1048). C'est un granite à muscovite.

Plus au Sud, à l'E et au NE de Barfleur, on trouve un granite leucocrate, fin, à deux micas (stations 463, 466, 928, 929, 947, 1049). Ce faciès constitue semble-t-il la masse principale du granite alors que sur le littoral voisin il ne forme que filons et ségrégations dans le granite porphyroïde (Bigot, 1939).

Dans cette partie orientale du batholite, les contacts sont souvent masqués par des dépôts meubles (Bancs de Barfleur notamment : fig. 12) et il est difficile de définir les contours du massif avec précision. Au large de Landemer, deux profils à l'étinceleur montrent que le granite est en contact par faille avec les terrains secondaires, en l'occurrence avec les argilites du Trias surmontées de calcaires hettangiens (pl. V, 1). Il s'agit probablement d'accidents sub-méridiens qui déterminent la modification de la pente sous-marine relevée ci-dessus, à l'E de Landemer (fig. 12). Ces fractures s'intègrent au système de failles qui affectent le NE du Cotentin et qui s'orientent pour la plupart autour des directions N - S et W - E (voir feuille géologique de Saint-Vaast-la-Hougue au 1/50 000). Au voisinage de cette localité, elles déterminent l'abaissement des compartiments orientaux, de telle sorte que le Trias qui affleure entre 45 et 120 m d'altitude à l'intérieur des terres, se trouve au bas de l'estran à Aumeville-Lestre, à 1,5 km au S de la Pointe de la Hougue, et à la cote - 30 au SE de Landemer (stations 401 et 402 par exemple : fig. 10).

Il existe également des fractures au large de la Pointe de Barfleur qui limitent parfois des compartiments affaîssés où le Crétacé supérieur crayeux est à l'affleurement (pl. VI, 2). Mais les enregistrements sismiques sont encore trop peu nombreux pour définir leur tracé avec exactitude. Certaines d'entre elles, limitent probablement le batholite au Nord.

Remarque :

Les mesures gravimétriques effectuées en mer par B.C. Browne

et R.I. Cooper (1952) montrent que la zone d'anomalies négatives qui caractérise le Massif de Barfleur sur le continent (fig. 10) s'étend loin en direction ENE, diminuant d'abord progressivement, puis s'accroissant à l'approche des côtes du Pays de Caux. Il est donc plausible de penser que dans le prolongement du Massif de Barfleur, selon une direction sensiblement E - W, existent des masses granitiques sous la couverture secondaire ou à faible profondeur dans le socle hercynien.

Les résultats acquis au large de la Pointe de Saire permettent de mieux circonscrire le batholite (fig. 10). Le granite affleure aux stations 460, 461, 1053 et l'abondance de galets anguleux granitiques aux stations 358, 398, 945 traduit la proximité des gisements. Il s'agit de faciès à deux micas, à grain moyen (station 1053) ou grossier (stations 460 et 461), localement riches en biotite (galets des stations 358 et 945). Un peu plus au Sud, on retrouve les roches très métamorphiques du contact granite-Briovérien de la région de Réville : schistes micacés à structure lèpidoblastique, schistes granitisés présentant des lits quartzo-feldspathiques et des lits à deux micas (stations 481, 944 et 1051). Encore plus au Sud, à l'ESE de l'Ile Tatihou, affleurent les schistes gris-vert du Briovérien moyen : X^{2b} (station 926). Ce résultat indique que l'écaille granitique de Teurthéville-bocage - Quettehou qui aboutit à l'Ile Tatihou et à la presqu'île de la Hougue ne se prolonge guère en mer. Dans la région de Saint-Vaast-la-Hougue, le trait de côte est donc voisin d'un contour géologique limitant le Briovérien moyen du granite. En outre, les granites écrasés, parfois mylonitisés, recueillis en galets aux stations 459, 461, 1051 correspondent probablement à des fractures affectant cette extrémité SE du Massif de Barfleur. Peut-être sont-elles le prolongement des accidents mis en évidence au S du batholite et en bordure de la bande granitique de Quettehou - Teurthéville-bocage (Graindor, 1955 a, 1955 b).

RESUME et CONCLUSION du CHAPITRE I

De La Hague à la région de Saint-Vaast-la-Hougue, le socle armoricain se prolonge quelques milles en mer avec des caractères qui s'apparentent à ceux que l'on connaît dans le Nord du Cotentin.

Les terrains antécambriens affleurent largement au N de la presqu'île. Ils sont principalement représentés par des phyllades sériciteux localement chloriteux, lardés de quartz qui constituent le substratum de

l'Anse de Cherbourg. La géologie de cette anse est donc plus simple que celle du continent adjacent où sont imbriqués des roches endogènes et cristallophylliennes, des terrains sédimentaires du Briovérien et du Paléozoïque. Par comparaison avec les faciès pétrographiques des rochers littoraux de la région de Nacqueville-Urville, je rapporte la plupart des matériaux recueillis au Briovérien moyen : étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). Mais c'est là une hypothèse de travail qui n'exclut pas un âge plus ancien, briovérien inférieur notamment. Le Briovérien phtanitique : étage de la Lande des Vardes (X^{2a}), fréquent sur le continent, a été reconnu au N du Massif de Barfleur, à environ 3 milles du rivage. Les informations concernant le socle cristallin antécambrien sont encore peu nombreuses : présence d'affleurements de roches dioritiques et mylonitiques très anciennes au NE de l'Anse Saint-Martin, existence de gisements granitiques dans le Raz Blanchart.

Des terrains primaires ont été mis en évidence au N de la Hague jalonnant un axe sensiblement orienté E-W, situé à environ 2 milles de la côte et interrompu à l'Est par le prolongement probable du décrochement de Beaumont. Des grès ordoviciens ont été recueillis dans la partie ouest du Raz Blanchart de telle sorte que les formations paléozoïques du N de la Hague semblent en communication avec la série cambro-ordovicienne affleurant au SE de l'Ile d'Aurigny. Il est logique de raccorder cette dernière au flanc nord du Synclinal de Jobourg-Siouville; ses caractères pétrographiques sont analogues à ceux que l'on connaît dans la Hague.

Le Massif granitique de Barfleur est largement recouvert par la mer au point que le trait de côte actuel se trouve en position sensiblement diamétrale. Ce batholite s'est entièrement mis en place dans le Briovérien moyen qu'il métamorphise. Seule la radiochronologie pouvait donc préciser son âge hercynien. Les résultats de l'étude morphologique et pétrographique de la moitié immergée du massif s'accordent avec ceux précédemment acquis sur le continent. On reconnaît notamment la subdivision du batholite en deux parties, de part et d'autre d'une ligne voisine du méridien de Néville, orientée N 170° environ (polyclase de Néville). On trouve principalement :

- à l'Ouest, un granite à gros grain, pauvre en micas (granite pegmatoïde de P. Bonissent, 1870), renfermant des filons aplitiques,
- à l'Est, un granite porphyroïde à grands cristaux de microcline, associé à des faciès à grain fin, riches en muscovite, contenant des filons de pegmatites.

Au large de Gatteville, les affleurements de roches hypermi-
cacées, d'aspect gneissique parfois, intéressent le toit du granite. Dans
le prolongement de l'Anse de la Mondrée, le Briovérien est probablement pré-
sent à la faveur d'un ensellement du batholite. Enfin, des contacts tectoni-
ques ont été décelés à l'E et au N du massif s'ajoutant à ceux de sa bordu-
re méridionale et aux fractures sub-méridiennes comme la polyclase de Névil-
le.

- - - - -

CHAPITRE II

LA COUVERTURE POSTHERCYNIE

Sommaire :

1 - LES TERRAINS TRIASIQUES

11 - *La stratigraphie du Trias dans le Cotentin*12 - *Les affleurements triasiques sous-marins*

2 - LES TERRAINS JURASSIQUES

21 - *Le Jurassique inférieur*22 - *Le Jurassique moyen*23 - *Le Jurassique supérieur*

3 - LES TERRAINS CRETACES

31 - *Le Crétacé supérieur du Cotentin*32 - *Les gisements de Crétacé supérieur : localisation*33 - *Etude microbiostratigraphique du matériel récolté*34 - *Remarques stratigraphiques et paléoécologiques*

4 - LES TERRAINS TERTIAIRES

41 - *L'Eocène inférieur*42 - *Le Lutétien*43 - *Autres témoins d'âge tertiaire*

RESUME ET CONCLUSION DU CHAPITRE II

Avant d'entreprendre l'étude des terrains secondaires et tertiaires de la Manche centrale et de la Baie de Seine, il est nécessaire de rappeler les grandes lignes de l'histoire posthercynienne de la Normandie et des régions voisines.

Au début des temps secondaires, après une longue période d'érosion, le Massif Armoricaïn est transformé en une pénéplaine dont la morphologie est liée aux caractères pétrographiques et structuraux des affleurements antécambriens et paléozoïques : crêtes gréseuses et dépressions schisteuses disposées en bandes parallèles dans des synclinaux. Jusqu'au Trias, des dépôts continentaux variés : cailloutis, sables argiles, s'accumulent dans les régions les plus basses.

La transgression liasique s'amorce à l'Hettangien. La mer s'avance sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn et envahit les dépressions du Cotentin (Riout, 1968 a). Ce mouvement s'accroît au Sinémurien dont on connaît des témoins jusqu'au S d'Eddystone en Manche occidentale. Un premier maximum transgressif se place au Pliensbachien. Plus tard, la mer s'étale largement sur le massif ancien, la transgression jurassique atteint son maximum au Bathonien moyen. Un mouvement régressif s'amorce au Bathonien supérieur et progressivement la mer se retire vers l'Est. Il en résulte que le Portlandien n'affleure qu'au-delà de la Seine et dans le Pays de Bray.

La mer revient au Crétacé moyen après une longue période d'émersion et d'érosion. Les dépôts albiens sont bien représentés dans la région du Havre et dans le Pays d'Auge. La transgression s'accroît au Cénomaniens. La mer se retire du Bassin de Paris à la fin du Sénonien, mais le Maestrichtien est marqué par un épisode transgressif localisé dans le Cotentin. A la fin du Crétacé, la région est émergée et soumise à une intense érosion.

Des mouvements tectoniques ont affecté les couches jurassiques avant le retour de la mer crétacée. Les déformations sont mineures en Normandie (bombements à grand rayon de courbure), elles sont plus accentuées dans le Boulonnais où elles correspondent au "mouvements boulonnais".

Plusieurs cycles sédimentaires se succèdent ensuite au cours de l'Eocène dans le Bassin de Paris (Pomerol, 1967). On relève un maximum transgressif au Lutétien. C'est à cette époque que la mer pénètre dans le Col du Cotentin et envahit certaines dépressions sur le pourtour de la Bretagne. Ces

régions sont à nouveau immergées au Néogène, mais, pour l'ensemble de la Normandie, c'est le régime continental qui domine au cours des temps tertiaires. D'importantes déformations tectoniques se manifestent à cette époque, elles se traduisent par une adaptation de la couverture aux accidents du socle.

1. LES TERRAINS TRIASIQUES

Des couches triasiques affleurent au N de l'Ile d'Aurigny et surtout à l'E du Cotentin mais la description des matériaux recueillis nécessite un rappel des principaux résultats stratigraphiques acquis récemment en Normandie grâce à la découverte de gisements fossilifères et à la réalisation de plusieurs sondages (Larsonneur, 1962; Rioult, 1964; Rioult et Gautsch, 1967; Lemoigne, 1967).

11 - LA STRATIGRAPHIE DU TRIAS DANS LE COTENTIN

Entre le socle paléozoïque et l'Hettangien inférieur fossilifère, M. Rioult et J. P. Gautsch distinguent de bas en haut :

a) les Couches de Neuilly la Forêt (Pareyn et Larsonneur, 1959) qui renferment des conglomérats et des grès à ciment calcaire, des calcaires gréseux ou marmoréens veinés de filonnets de calcite et des argiles rouges, localement sableuses. Ces couches affleurent sur les pourtours des Bassins de Carentan, de Sainte-Mère-Eglise et Valognes. Dans le Bassin de Valognes, des dépôts carbonatés, en contact avec le socle, constituent le faciès Calcaire de Lestre (Pareyn, 1962). Plus au Nord, les Couches de Neuilly correspondent à la base des formations grossières dites Arkoses du Val-de-Saire,

b) les Couches d'Eroudeville (Lamboy, 1965) qui représentent un ensemble détritique généralement meuble (galets, graviers, sables, argiles) et qui débordent les couches inférieures. Elles s'étendent sur tout le Cotentin et occupent la dépression allant de Carentan à Falaise,

c) les Couches d'Airel (Larsonneur, 1962) qui correspondent à une formation fossilifère, sablo-argileuse, rapportée au Rhétien. Il n'en reste que quelques témoins dans les Bassins de Carentan et de Valognes.

12 - LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES SOUS-MARINS (1)

121 - Au N de l'Ile d'Aurigny (fig. 13).

Des grès feldspathiques, à ciment ferrugineux et calcaire, se rapportant aux Couches de Neuilly affleurent à environ 5 milles au N d'Aurigny (station 777 : voir fig. 15). Ce sont des grès à quartz corrodés comme il en existe dans le Bassin de Carentan (Larsonneur, 1963). La désilicification est associée à la ferruginisation et à une cimentation par la calcite. D'après E. Alimen (1944) et J. Tricart (1958), ces phénomènes ne rapporteraient à une évolution pédogénétique particulière sous un climat à alternances saisonnières.

Le Trias d'Aurigny se trouve dans le prolongement d'un compartiment où affleure le Lias moyen et supérieur sans que le Lias inférieur ait été décelé. Au Sud, une faille sensiblement orientée E - W amène le Crétacé supérieur au niveau du Lias (pl. VIII, 1).

122 - A l'E du Cotentin (fig. 13).

Au S de Saint-Vaast-la-Hougue, dans le prolongement des rochers littoraux de nature triasique : Rocher du Polygone, le Gros Rocher, la Mare Guilbert (Pareyn et Royant, 1964), affleurent des calcaires argileux, jaunâtres, dolomitiques et ferrugineux, à passées lie de vin et à filonnets de calcite se rapportant aux Calcaires de Lestre (stations 419, 420, 440). Le Trias réapparaît plus au Sud, sur le platier rocheux (Rocher Mariage), à la faveur de failles orientées E - W (Riout, 1968 a), mais je n'en ai pas reconnu d'extension sous-marine.

C'est au contact du Massif granitique de Barfleur, sur une bande méridienne de 1 à 2 km de large, que se trouvent les principaux gisements (fig. 13). J'ai identifié les Couches de Neuilly près du socle granitique (stations 462, 1 220, 1 222) sous deux faciès connus dans la région à la base des dépôts mésozoïques : celui des Calcaires de Lestre, bariolés, gréseux

(1) Les matériaux concernant le Trias et le Jurassique ont été étudiés en collaboration avec M. Riout et les principaux résultats ont déjà été publiés (Larsonneur et Riout, 1969 a, 1969 b et 1969 c).



silicifiés et celui des Arkoses du Val de Saire (arène granitique grossière à ciment calcaire).

Les Couches meubles, dites d'Eroudeville se confondent avec la couverture superficielle de sédiments caillouteux et il est difficile de les caractériser en surface. Cependant, l'inventaire pétrographique des galets indique une grande abondance de grès-quartzites primaires à l'E de la Pointe de Saire (fig. 42) dans une zone d'affleurement du Trias. Ces galets sont très nombreux dans les assises d'Eroudeville (Vattier, 1956; Lamboy, 1965) et les concentrations relevées au large de Saint-Vaast-la-Hougue correspondent vraisemblablement au démantèlement de telles formations.

Les Couches d'Airel attribuées au Rhétien d'après leur contenu paléontologique (Larsonneur, 1962 et 1964 a; Rioult, 1964 et 1968 a; Larsonneur et de Lapparent, 1966) sont représentées par des argilites ou des brèches argileuses silicifiées, à débris végétaux et pollens (Classopolis dominants, parfois en tétrades), et des argilites bariolées, à passées sableuses (stations 350, 362, 397, 399, 401, 402, 1 219). Ces roches sont fréquemment silicifiées, parfois barytinifères (station 481) comme celles qui constituent le Plateau de La Pernelle (Dangeard, Berthois, Pareyn, 1952; Pareyn, 1959; Gautsch et Rioult, 1967).

Ces différentes formations triasiques se rattachent à celles du NE du Cotentin en étant abaissées par failles au contact du Massif granitique de Barfleur. Elles disparaissent sous la couverture crétacée transgressive au large de la Pointe de Barfleur mais ne réapparaissent pas au N de Cherbourg. Le Lias inférieur est également mal représenté dans cette région; ces lacunes d'affleurements s'expliquent vraisemblablement par des accidents tectoniques directionnels, orientés approximativement est-ouest, affectant le socle et sa couverture mésozoïque.

2. LES TERRAINS JURASSIQUES

Après la découverte du Lias au N de Cherbourg (Dangeard, 1928) et du Jurassique supérieur au S de l'Ile de Wight (King, 1954; Curry, 1962), mes recherches, au N du Cotentin, ont abouti à la mise en évidence de larges affleurements appartenant à diverses formations de la série jurassique.

En Baie de Seine, mes résultats concernent principalement le Bathonien que L. Dangeard (1928) avait reconnu en quelques stations au large Courseulles (stations D 400, D 401, D 539 : fig. 14). J'ai également découvert le Lias à l'E du Massif de Barfleur, au-delà de l'auréole triasique, et obtenu des informations sur le Callovien qui affleure localement dans la paléovallée de la Seine. Récemment, l'Oxfordien et le Kimméridgien ont été atteints en forage au large du Cap de la Hève (Guyader, 1968). Pour l'exposé, je suivrai l'ordre stratigraphique.

21 - LE JURASSIQUE INFÉRIEUR

Les informations tirées de nombreux échantillons "en place" ont été largement complétées par la datation de fossiles roulés (planche I) et l'identification des galets, localement abondants et anguleux. Les différentes stations datées s'ordonnent en auréoles bien délimitées, parallèles à la côte du Cotentin, ce qui montre que les galets dont il a été tenu compte sont confinés aux affleurements sous-marins correspondants.

Les matériaux recueillis présentent, dans toute la succession liasique, les faciès décrits dans les bassins normands. Ils peuvent être groupés en deux ensembles géographiques distincts :

- à l'E du Cotentin ils se rapportent essentiellement à l'Hettangien et au Sinémurien-Carixien, le Lias supérieur n'est représenté que par de rares indices,
- au N de la Hague au contraire, ils concernent principalement le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien ⁽¹⁾, la base de la série mésozoïque n'a livré que des témoins épars.

211 - Le Jurassique inférieur dans la partie occidentale de la Baie de Seine (fig. 13) .

Le Lias affleure sur une largeur de 5 à 7 km, entre les parallèles des Pointes de Barfleur et de la Hougue. Les termes de base de la succession stratigraphique définie dans le Cotentin par M. Rioult (1968 a) y ont été retrouvés.

(1) Les échantillons se rapportant au Toarcien et à l'Aalénien sont souvent associés ce qui m'a conduit à étudier l'ensemble avec le Jurassique inférieur, bien que l'Aalénien soit désormais rangé dans le Jurassique moyen.

a) L'Hettangien.

Dans les Bassins de Valognes et de Sainte-Mère-Eglise on distingue deux formations superposées :

- à la base : les Couches d'Huberville, équivalentes des "Pré-planorbis-beds" du SW de l'Angleterre, constituées de calcaires gréseux, de marnes, de sables argileux ou d'argiles vertes,
- au sommet : les Couches de Valognes formées de calcaires oolitiques et de calcaires gréseux fossilifères.

Ces formations se rapportent à l'Hettangien inférieur. Une surface perforée tronque le sommet des Couches de Valognes.

Les Couches d'Huberville et de Valognes ont été reconnues sur les fonds marins, à l'E du Massif de Barfleur et plus au Sud, au large des rochers littoraux situés entre Quinéville et Ravenoville (fig. 13 et 14). Les Couches d'Huberville, composées de marnes à Ostracodes, de calcaires argileux magnésiens à fantômes de débris de Mollusques ou de grès bioturbés à débris de végétaux et de Pélécypodes (Bakevellia) ou de Gastéropodes (Neridomus) de milieu saumâtre, affleurent aux stations 400, 904 et 1 054. Quant aux Couches de Valognes (stations 355, 396, 400, 436, 443, 453), elles sont représentées par des calcarénites oolithiques ou bioclastiques, à grains de quartz et de glauconie, débris de Mollusques, d'Echinodermes, d'Ostracodes, d'Algues et de Vertébrés, rares Foraminifères, avec Chlamys valoniensis (Def.) et petits moules de Pélécypodes. Ces dépôts sont parfois silicifiés et barytinifères comme à La Pernelle.

b) Le Sinémurien et le Carixien.

Le Sinémurien, dans le Bassin de Sainte-Mère-Eglise, est caractérisé par le faciès Calcaires à Gryphées constitué d'une alternance rythmique de calcaires argileux et de marnes grisâtres. Ce type de sédimentation se prolonge dans la partie inférieure du Pliensbachien (Carixien) et l'ensemble, plus argileux à la base, a une puissance d'environ 100 m (Riout, 1968 a).

Les Calcaires à Gryphées affleurent largement à l'E de la côte granitique du Val de Saire, ils sont généralement fossilifères (stations 354, 364, 780, 781, 782, 787, 435, 495, 1 179, 1 182). Ils sont faiblement inclinés vers le Nord-Est (pl. V, 2). Ce sont des calcaires gris, argileux, fins,

parfois grumeleux, parfois bioturbés (Chondrites) avec débris de Mollusques, d'Echinodermes et de lignite, Foraminifères (Lagénidés, Involutina rares) et Ostracodes (Hungarella) dans un ciment de calcite microcristalline à Schizosphères et grains de pyrite. On y trouve Liogryphaea arcuata (Lamk.), L. obliqua (Goldf.), Plagiostoma giganteum (J. Sow.), Oxytoma inaequalis (J. Sow.), Mactromya liasina (d'Orb.), Entolium sp., Aequipecten acutiradiatus (Munst.), Isocrinus tuberculatus (Miller), Spiriferina walcotti (J. Sow.) et Piarorhynchus sp. La partie inférieure de l'étage est mieux indiquée par Coroniceras rotiforme (J. Sow.), espèce à laquelle s'associent quelques moules d'Ariétidés et des empreintes frustes d'Arnioceras sp. La planche I illustre certains de ces documents paléontologiques.

c) Le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien .

Ces étages ne sont connus dans la région que par quelques indices :

- petits rostrés de Bélemnites (stations 924 et 1 331) et fragments calcaires rappelant les calcaires gréseux du "roc" rapportés au Domérien (stations 783 et 951),
- calcaires marneux du Toarcien (station 405) et de l'Aalénien (stations 367 et 785).

Cela semble correspondre à des affleurements réduits d'autant plus que les carottages récemment réalisés dans la partie occidentale de la Baie de Seine (C.N.E.X.O., 1969) n'ont apporté aucune information concernant le Lias supérieur. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de donner une explication satisfaisante à ces résultats. Des accidents tectoniques sont peut-être à mettre en cause étant donné que l'enregistrement sismique traversant la zone considérée indique la présence de failles à faible rejet (pl. V, 3).

212 - Le Jurassique inférieur en Manche centrale (fig. 13) .

C'est en 1922 que L. Dangeard signale, pour la première fois, la présence d'affleurements liasiques au N de Cherbourg. Les échantillons, provenant principalement des stations D 248, D 260, D 261, D 262 et D 386 (1)

(1) Les stations de L. Dangeard ont été affectées de la lettre D (exemple : D 248) pour être distinguées des miennes.

(fig. 13), sont décrits en 1928 et rapportés au Domérien et au Toarcien. En conclusion, L. Dangeard écrit : "au N de Cherbourg existe une vaste région d'affleurements liasiques (plusieurs kilomètres carrés) ...; c'est un bassin analogue à ceux de Valognes et de Carentan". Les *Ammonites* conservées dans les collections de l'Institut de Géologie de Rennes ont été récemment réexaminées par M. Rioult (1968 a) qui a reconnu les formes suivantes (station 248) : Amaltheus margaritatus Montf., Hildoceras levisoni Simpson, Hildoceras sublevisoni Fuc., Harpoceras cf. concinnum Buckm., plusieurs Hildoceras roulés et usés. Cette faune caractérise la Pliensbachien supérieur (Margaritatus - Spinatum) et le Toarcien (Falcifer - Commune).

J'ai retrouvé le Lias dans le périmètre prospecté par L. Dangeard, mais également plus à l'Ouest, au N et au NW de la Fosse de la Hague.

Les affleurements occupent une bande assez étroite entre 49° 45' et 49° 50' N. Au large de la Hague, l'auréole liasique est en contact par faille avec le Crétacé supérieur qui affleure plus au Sud (pl. VIII, 1). La plupart des matériaux recueillis dans ce secteur sont datés du Domérien, du Toarcien ou de l'Aalénien. Le Lias inférieur n'est représenté que par des indices épars.

a) Le Domérien .

Il a été reconnu au N de la Fosse de la Hague (stations 141, 544, 756, 757) et en indices plus dispersés à l'Est. Il s'agit de calcarénites riches en débris de Crinoïdes, de Mollusques, de Brachiopodes, avec Foraminifères (Involutina, Lagénidés), Ostracodes et Schizosphères, oolithes calcaires et débris perforés par des Cryptogames, quelques grains de quartz et de glauconie. Ces calcarénites contiennent des Bélemnites et des fragments de Zeilleria et de Lobothyris. Elles rappellent certains faciès du "Banc de roc" de Normandie (Spinatum) : calcaires en gros bancs, plus ou moins gréseux. A ces matériaux s'ajoute un fragment d'Amaltheus margaritatus Montf. de grande taille récolté par L. Dangeard à la station D 248 sur le méridien d'Urville (fig. 13). Le Domérien a également été repéré plus à l'Ouest, au large des Casquets, où G. Boillot a dragué un fragment pyriteux d'Amaltheus stokesi (J. Sow.) (in Rioult, 1968 a).

b) Le Toarcien .

Dans le Calvados, le Toarcien comprend une masse d'argiles et de schistes argileux noirâtres à la base (Argiles à Poissons comportant des Schistes carton au sommet) surmontée par les Calcaires à Ammonites.

Au N de la Hague (stations 140, 519, 520), les argiles brunâtres, feuilletées, légèrement bitumineuses, à débris de Poissons et de végétaux indiquent les niveaux des Schistes carton du Toarcien inférieur (Borealis, Falcifer). Les Calcaires à Ammonites (stations 105, 124, 143, 148, 224, 518, 1 017, 1 018) sont nettement distincts sous le faciès de calcaires argileux fins, gris ou rosés, à débris de Mollusques, nombreuses protoconques d'Ammonites, dans un ciment de calcite microcristalline, à Schizosphères abondantes, spicules d'Eponges et Lagénidés, avec petits Hildoceras et Dactylioceras roulés, Harpoceras concinnum Buck. (pl. I, 5 et II, 1) : c'est la zone à Hildoceras bifrons, partie inférieure et moyenne.

c) L'Aalénien .

Aux stations 107, 153, 159, 512, 1 021, des calcarénites fines à spicules d'Eponges, grains de quartz et de glauconie, débris de Mollusques, de Bryozoaires et de Brachiopodes, Foraminifères souvent silicifiés (Spirillin, Ophthalmidium, rares Lagénidés), à ciment de calcite microcristalline, à Schizosphères, plages de calcédonite, présentent de grandes ressemblances avec la "Mâlière" normande (Murchisonae à Sowerbyi). Cette dernière est constituée de calcaires-marneux gris-bleuté, peu glauconieux, sableux ou argileux, contenant des chailles plus ou moins silicifiées.

22 - LE JURASSIQUE MOYEN

Les affleurements sous-marins de Jurassique moyen se rapportent essentiellement au Bathonien. Le Bajocien, dont la puissance est d'une quinzaine de mètres dans le Calvados, n'a été décelé, en galets, qu'aux stations 517 (au N de Jardeheu), 170 (au N du Cap Lévy) et 469 (à l'E de Barfleur) qui jalonnent la limite Lias supérieur - Bathonien (fig. 14 et 15). Dans les trois cas, il s'agit de Calcaires marneux à Spongiaires, faciès de la partie supérieure du Bajocien. Il est particulièrement surprenant de constater que l'Oolithe ferrugineuse, couche très fossilifère et caractéristique du Bajocien du Bessin, n'ait jamais livré le moindre indice. Il est vrai que c'est une couche repère relativement mince et discontinue (rarement plus de 60 cm) et que, sur

le continent, son extension géographique est limitée vers le Sud (Dangeard, 1951). Il est possible qu'il en soit de même vers le Nord. D'autre part, il est à remarquer que sur l'autre rive de la Manche, dans le Dorset, la plupart des faciès du Bajocien-type du Bessin apparaissent plus tôt qu'en Normandie, avec un décalage de une à plusieurs biozones (Riout, comm. orale). Le faciès Oolithe ferrugineuse pourrait donc être présent en Manche sans être rigoureusement synchrone du niveau-repère du Calvados.

Le Bathonien couvre de larges surfaces en Baie de Seine, dans le prolongement des assises connues sur la côte du Calvados, entre Grandcamp et Ouistreham. Il s'ennoe sous la couverture crétacée au N du parallèle de Barfleur, mais réapparaît au large de Cherbourg sous des faciès dans l'ensemble plus marneux.

221 - Le Bathonien en Baie de Seine (fig. 14) .

Antérieurement à mes travaux, le Bathonien n'avait été signalé en Baie de Seine que par L. Dangeard (1928) aux trois stations suivantes :

- D 400 (à 15 milles au N de Port-en-Bessin) : plaquettes calcaires grises ou jaunâtres sans fossiles,
- D 401 (à 3 milles au N de Ver.sur.Mer) : calcaire spathique et oolithique jaunâtre,
- D 539 (à 5 milles au N de Bernières) : plaquettes de calcaire blanc, oolithique, pétri de fossiles (Brachiopodes, piquants d'oursins, huîtres).

Malgré les dépôts récents qui rendent difficiles la reconnaissance du bed-rock dans cette région, j'ai accumulé de nombreuses informations sur les couches bathoniennes en repérant plusieurs affleurements et en identifiant fossiles et galets calcaires contenus dans les sédiments. Les principaux résultats obtenus sont reportés sur la figure 14, à l'aide de symboles, en tenant compte de la valeur relative des données fournies par chaque station.

Les faciès reconnus sont ceux des formations bathoniennes du Calvados dont la puissance est d'une centaine de mètres. Aux couches marneuses de base, succèdent, en alternance comme sur le continent, des termes calcaires à faciès "pierre de taille" et des termes argileux à faciès "caillasse". La terminologie lithostratigraphique du Calvados (Bigot, 1942; Dangeard, 1951; Riout, 1961 b) est donc utilisée pour la description des affleurements sous-marins.

Dans les grandes lignes, les différents échantillons identifiés montrent que les assises s'ordonnent en une série monoclinale à pendage de secteur NE. Dans cette direction, on passe aux marnes calloviennes affleurant localement sur la rive droite de la paléovallée de la Seine (fig. 14) et atteintes en sondage sous le Banc de Seine (Guyader, 1970). Les enregistrements sismiques indiquent une structure un peu plus complexe dans le détail avec bombements à grand rayon de courbure (pl. V, 4) et failles à rejet modéré (pl. V, 3). Ces accidents évoquent ceux qui affectent le Bathonien des régions côtières. Le plus célèbre est le champ de failles du bombement des Hachettes et, depuis E. Deslongchamps (1865), ils ont été souvent décrits (Bigot, 1904, 1927; Guillaume, 1926, 1927; Mercier, 1932; Dangeard, 1951). Ils sont dus au jeu du socle hercynien.

a) Le Bathonien inférieur et la base du Bathonien moyen :
faciès argileux (fig. 14).

A une dizaine de milles à l'E de Barfleur, notamment aux stations 394, 543 c et l 178, affleurent des calcaires marneux, gris, à spicules d'Eponges calcifiées, débris de Pélécypodes (Bositra buchi (Roem), Pectinidés) et de Brachiopodes, fragments d'Echinodermes, tubes de serpules, Foraminifères (Valvulina, Fronicularia, Nubeculinella), Ostracodes, tissus ligneux pyritisés, dans un ciment micro ou cryptocristallin abondant. Ce faciès caractérisé par la présence de Kallirhynchia platiloba M.W., se rapporte aux Calcaires marneux de Port-en-Bessin qui représentent dans le Bessin le Bathonien inférieur et la base du Bathonien moyen (Zigzag-Progracilis). Il se distingue clairement des niveaux calcaires sur les enregistrements sismiques (pl. V, 3). Dans la Campagne de Caen, les couches marneuses de base sont minces et appartiennent uniquement au Bathonien inférieur (Zigzag). Le Calcaire de Caen (Progracilis), équivalent latéral des Calcaires marneux de Port-en-Bessin, n'a pas été rencontré en Baie de Seine.

b) Le Bathonien moyen : faciès calcaires.

Différents faciès du Bathonien moyen ont été reconnus au large des falaises du Bessin, ils représentent les zones à Gracilispinctes progracilis et à Tulites subcontractus.



Fig. 14. LE BATHONIEN DE LA

b 1 - Calcaires bioclastiques à grain fin et accidents siliceux (Pro-gracilis).

Plus ou moins lités ou bioturbés, ces calcaires sont constitués par la mouture fine de spicules d'Eponges, de tests de Pélécypodes (Bositra, Pecténidés), de fragments de Crinoïdes et d'Echinoïdes, de rares Brachiopodes et Bryozoaires, de Foraminifères fréquents (Valvulina, Spirillina, Ophthalmidium, Lagénidés), le tout cimenté par de la calcite microcristalline ou, dans les accidents siliceux, par de la calcédoine et de l'opale. Ces calcaires contiennent presque toujours des grains de quartz et de glauconie. Ils rappellent les pierres de taille des falaises du Bessin.

b 2 - Calcaires oolithiques, crinoïdiques ou graveleux (Subcontractus).

Ces calcaires, particulièrement abondants aux stations 792 et 845, sont connus au sommet des falaises de Longues-sur-Mer (entre Arromanches et Port-en-Bessin) et dans les carrières des environs de Courseulles, Creully, Blainville, Colombelles. Ce sont des calcarénites oolithiques bien calibrées, assez pures, ou des calcarénites crinoïdiques, à fines oolithes et gravelles encroûtées par des algues, à débris roulés d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Mollusques, de Brachiopodes, de serpules, de Polypiers ou d'Eponges, avec rares Lagénidés.

b 3 - Caillasses de Reviers et de Graye-sur-Mer (Subcontractus).

Il s'agit de calcaires gris-beige, plus ou moins argileux, à Bryozoaires, Mollusques, renfermant une association de Brachiopodes caractéristique du Bathonien moyen du Bessin : Ornitella sp., Rugitella sp., Dictyothyris sp., Flabellothyris flabellum (Defr.), Kallirhynchia sp. Ils affleurent à quelques milles au large de Courseulles (stations 816, 817, 818, 837).

Remarque :

Au NE de la Baie des Veys, entre la Pointe de Saire et la Pointe de la Percée, les dépôts sablo-graveleux renferment des fragments de spongolithes composés d'un enchevêtrement de spicules d'Eponges, avec débris de Pélécypodes, grains de quartz, de glauconie et paillettes de muscovite, rares Foraminifères et traces de bioturbation dans un ciment de calcédonite. Ce faciès présente de grandes analogies avec le Grès du Planet qui couronne les falaises entre Port-en-Bessin et Arromanches. Ce sont des couches décalcifiées et silicifiées qui sont rapportées au Bathonien moyen (Guillaume, 1926; Lemaître, 1954) ou à l'Albien résiduel (Riout, 1966). A l'appui de cette dernière hypothèse, je souligne la ressemblance des fragments recueillis et des spongolithes albiennes connues sous les couches à Orbitolina conca (Lamk.) du Cotentin (Riout et Juignet, 1965; Riout, Pellerin et Juignet, 1966).

c) Le Bathonien supérieur.

Le Bathonien supérieur affleure largement au NE de la Campagne de Caen où il constitue les falaises et les rochers littoraux entre Luc-sur-Mer et Courseulles. A la faveur d'une faille presque parallèle au rivage, il se retrouve même plus à l'Ouest dans les rochers de Ver-sur-Mer (Bigot et Henry, 1950).

En mer, le Bathonien supérieur occupe de vastes surfaces dans le prolongement des affleurements littoraux de la région de Luc-sur-Mer, entre les méridiens de Courseulles et de Ouistreham, sur la rive gauche de la paléovallée de la Seine (station 526 c, 839, 850, 1 089, 1 124, 1 125, 1 126, 1 171, 1 172, 1 173, 1 174). Il réapparaît plus au large, à la latitude de Barfleur, sur le méridien de Port-en-Bessin (stations 390, 1 062, 1 065). Ce gisement associé au Callovien marneux suggère une disposition des couches en arc de cercle résultant de déformations de la couverture jurassique. Trois assises caractéristiques du Bathonien supérieur de la Campagne de Caen ont été reconnues, elles appartiennent aux zones à Oxycerites aspidoides et Clydoniceras hollandi :

c 1 - La Pierre de Ranville (Aspidoïdes).

Ce sont des calcaires beiges, à stratification oblique, à Bryozoaires, Crinoïdes et granules argilo-ferrugineux roussâtres, débris de Mollusques, d'Echinoïdes, de Crinoïdes et de Brachiopodes, rares spicules d'Eponges, Foraminifères et Ostracodes, dans un ciment de calcite microcristalline à plages spathiques (station 390).

c 2 - Les caillasses à Brachiopodes de Luc-sur-Mer (Hollandi) : st. 850, 1 171, 1 172.

Il s'agit de calcaires beiges, argileux ou sublithographiques, à Bryozoaires, Echinodermes, Pélécypodes et Calcisponges, à pisolithes et fossiles encroûtés par des Girvanelles et des Bryozoaires (Reptomultisparsa), rares Foraminifères (Lagénidés, Trocholina). Ils renferment une association de Brachiopodes et de Lamellibranches caractéristique : Digonella digona (J. Sow.) et formes voisines, Kallirhynchia cf. concinna (J. Sow.), "Rhynchonella" phaseolina E. Eudes Desl., Chlamys vagans (J. de C. Sow.), Lophacostata (J. de C. Sow.). Quelques-unes de ces formes sont reproduites sur la planche I.

c 3 - La Pierre blanche de Langrune (Hollandi) .

Ce faciès caractérisé par Isocrinus nicoleti Desor et Flabellothyris flabellum (Defr.) affleure aux stations 526 c, 1 062, 1 065, 1 125, 1 126, 1 171, 1 173, 1 174. C'est une calcarénite oolithique et bioclastique plus ou moins litée, à débris de Bryozoaires, de Mollusques (petits Gastéropodes à bandes colorées), d'Echinodermes (Crinoïdes, Echinoïdes), tubes de serpules, Foraminifères et Ostracodes. Tous ces débris d'organismes sont roulés, plus ou moins encroûtés, pris dans un ciment de calcite spathique ou microcristalline claire (pl. II, 2).

222 - *Le Bathonien en Manche centrale (fig. 15)*

Le Bathonien réapparaît au N du Cotentin, à l'extrémité orientale de la Fosse centrale, au-delà des affleurements liasiques. Il est principalement représenté par le faciès marneux, gris clair, à Bositra buchi (Roem), à spicules d'Eponges, débris de lignite, petits Foraminifères (Valvulina, Ophthalmidium, Spirillina, Lagénidés), Ostracodes et fragments de Crinoïdes de la base de l'étage. Ces marnes affleurent aux stations 513, 515, 539, 556, 635, 636, 637, 638.

Les calcaires à faciès "pierre de taille" et à faciès "caillasse" de la partie supérieure du Bathonien moyen et du Bathonien supérieur affleurent beaucoup moins qu'en Baie de Seine, ils n'ont été identifiés qu'en galets plus ou moins nombreux (stations 213, 517, 543, notamment). Il s'agit de calcaires riches en spicules d'Eponges se rapportant au Bathonien moyen et de calcarénites oolithiques appartenant au Bathonien supérieur.

Il faut souligner la vaste étendue des affleurements marneux et leur enrichissement en spicules d'Eponges du Sud-Ouest au Nord-Est. La sédimentation argileuse semble se prolonger ici plus tardivement que dans le Bessin, faisant ainsi transition entre les Calcaires marneux de Port.en.Bessin et le "Fullers earth clay" des côtes du Dorset.

23 - *LE JURASSIQUE SUPERIEUR*

Les séries normandes et britanniques (côtes du Devon et du Dorset) du Jurassique supérieur présentent de grandes affinités (Arkell, 1930, 1956; Rioult, 1961 a; Guyader, 1968), il est donc logique de retrouver des faciès voisins en Manche, dans une région qui appartient au Bassin anglo-parisien.

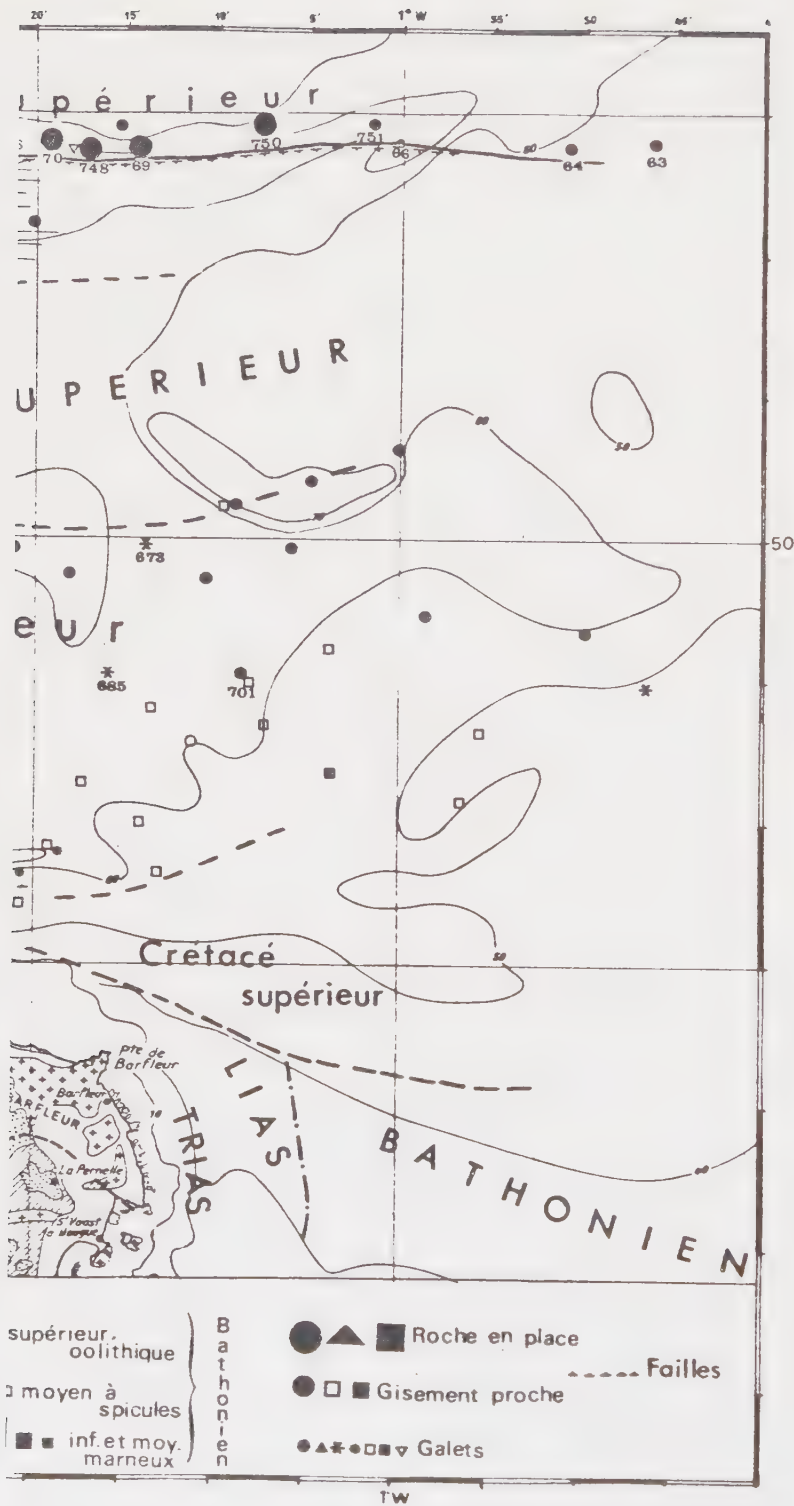
En Manche centrale, le Jurassique supérieur affleure au voisinage du 50° parallèle conformément à la succession des auréoles jurassiques du Sud au Nord (fig. 15). Les enregistrements sismiques montrent qu'il est recouvert en discordance par le Crétacé supérieur (pl. VII, 1 et fig. 21) et qu'il réapparaît plus au Nord, à la faveur d'une faille sensiblement orientée E - W aux environs de 50° 14' N (pl. VII, 3). Les couches sont faillées (pl. VII, 1) et affectées de plis à grand rayon de courbure (pl. VI, 1) ce qui explique la succession parfois "anormale" des gisements repérés. Le Kimméridgien et le Portlandien présentent des faciès pélagiques comparables à ceux du SW de l'Angleterre.

Les affleurements sont rares en Baie de Seine mais il est possible de reconstituer le prolongement sous-marin des formations côtières adjacentes à l'Estuaire de la Seine grâce aux récents forages exécutés au large du Cap de la Hève par les Services du Port autonome du Havre (Guyader, 1968 et 1970). Les faciès identifiés sont semblables à ceux des gisements littoraux.

231 - Le Callovien

Les terrains calloviens affleurent dans la paléovallée de la Seine, à une vingtaine de milles au N de Port-en-Bessin (stations 389, 409, 411 et 1 323 : fig. 14). Il s'agit de marnes contenant tantôt Liostrea hebridica (Forbes) (pl. I, 12), Meleagrinella echinata (W. Smith), Rhynchonelloïdea cerealis Buck. , Kallirhynchia exaltata Buck. du Cornbrash supérieur, tantôt Genicularia vertebralis (J. Sow.) de la base du Callovien moyen.

Ces marnes qui évoquent celles de la butte de Bavent au NE de Caen, disparaissent vers l'Est et le Sud-Est sous la couverture sablo-graveleuse. D'après les études sismiques, le Callovien occupe de vastes surfaces dans la partie centrale de la Baie de Seine, notamment sous la paléovallée de la Seine, au NNW de Courseulles. Plus à l'Est, des argiles marneuses, noirâtres, à Foraminifères et Ostracodes de la base du Callovien supérieur ont été atteintes en forage à l'extrémité du Banc de Seine (Guyader, 1970 : fig. 14). En outre, les indices recueillis à environ 6 milles au large de Ouistreham (stations 1 090 et 1 125) montrent que dans cette région la limite Bathonien-Callovien est voisine du méridien d'Ouistreham.



UR EN MANCHE CENTRALE

232 - L'Oxfordien

En Manche centrale, l'Oxfordien a été rencontré en galets épars au S du 50° parallèle, de part et d'autre du méridien de Cherbourg, entre les affleurements de Kimméridgien-Portlandien d'une part et de marnes bathoniennes d'autre part (stations 551, 553, 555, 626, 654, 673 et 685 notamment : fig. 15 (1)).

Aux stations 551 et 667, un calcaire argileux à débris d'huîtres et protoglobigérines indique probablement l'Oxfordien inférieur caractérisé par un ensemble marneux remarquablement exposé dans les falaises de Villers-sur-Mer (Calvados).

Plusieurs faciès rappelant à la fois ceux des falaises de Weymouth à Ringstead Bay (Corallian beds) et leurs équivalents normands (Oolithe de Trouville à Nucleolites scutatus, Coral Rag de Trouville, Calcaire d'Hennequeville) caractérisent nettement l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur. Ce sont :

- des calcarénites pisolithiques ou oolithiques à encroûtements de Girvanelles ou de Bryozoaires, sporanges d'Acicularia sp., spicules de Rhaxella sp. (stations 551 et 667),
- des calcarénites bioclastiques à débris de Mollusques (trigonies, plagiotomes, huîtres, petits Gastéropodes) et Lagénidés criblés de perforations d'origine cryptogamique (station 652),
- des calcarénites à débris de polypiers (Thecosmilia) et d'Echinodermes (Paracidaris florigemma (Phil.), station 667),
- des calcaires gréseux ou des grès quartzeux, coquilliers, à oolithes rares et ciment calcaire.

L'Oxfordien n'a pas été rencontré à l'affleurement en Baie de Seine mais il a été identifié au large du Cap de la Hève grâce aux forages

(1) Les carottages récemment réalisés en Manche centrale (campagne C.N.E.X.O., 1969) ont conduit à l'identification du Callovo-Oxfordien en quelques stations situées à une quinzaine de milles au N de la Hague (fig. 15). Les échantillons ont été déterminés par M. Rioult. En résumé les résultats sont les suivants :

- stations 950 c et 952 c (peu de matériel) : marnes grises, pyriteuses renfermant quelques Foraminifères du Callovo-Oxfordien,
- station 1 008 c : marne gris clair, à débris d'huîtres, d'Echinodermes et de Gastéropodes, renfermant une microfaune caractéristique de l'Oxfordien,
- stations 1 010 c et 1 013 c : marnes gris clair, à débris de Mollusques et microfaune de l'Oxfordien supérieur (Marnes de Villerville).

(Extrait d'un rapport déposé au Centre National pour l'exploitation des Océans).

réalisés par le Port autonome du Havre. Les résultats synthétisés par J. Guyader sont les suivants (1968 et 1970 : fig. 14) :

- à 20 km à l'W du Havre, à la hauteur du bateau feu, le substratum atteint à la cote - 22 (par rapport au 0 hydrographique) est formé par des argiles à Liogryphea dilatata (J. Sow.) appartenant à l'Oxfordien inférieur (J²) niveau des Marnes de Villers (Mariae),
- plus à l'Est, dans la Rade du Havre, apparaissent les couches coralligènes de l'Oxfordien (J³) : Coral rag de Trouville (Plicatilis), Calcaire d'Hennequeville (Caustisnigrae),
- dans l'avant-port du Havre, le bed-rock est constitué par les Marnes de Villerville (Decipiens) de la partie supérieure de l'Oxfordien (J⁴).

D'après les enregistrements sismiques, cette série à pendage ENE s'étend largement à l'W de la côte cauchoise où les sédiments contiennent parfois des oolithes roulées de l'Oxfordien coralligène (station 1 134 par exemple).

233 - Le Kimméridgien

Le Kimméridgien de la région havraise se caractérise par des faciès argileux ou marneux dominants où s'intercalent des bancs calcaires (Lennier, 1867; Rioult, 1961 a, Guyader, 1968).

En Manche centrale, cet étage est représenté par des marnes et des argiles grises ou noirâtres, légèrement bitumineuses, parfois calcaireuses, contenant de nombreux Coccolithes et des Schizosphères, des Foraminifères, des Ostracodes, localement de nombreuses Exogyra virgula (Defr) (stations 642, 667 : pl. I, 13) ou des petits tests de Mollusques blancs ou naucrés (Nicaniella, Protocardia, Nucula, Procerithium) ainsi que des empreintes d'Aulacostephanus (stations 71, 77, 627, 642), dont une du groupe d'Aulacostephanus eudoxus (d'Orb.). Ce faciès a de grandes affinités avec celui des Argiles à Ammonites du Cap de la Hève (Pseudomutabilis et Mutabilis : Kimméridgien supérieur) et avec celui du Lower Kimmeridge Clay d'Osmington ou de Ringstead Bay. Ces résultats s'accordent avec ceux de D. Curry (1962) qui avait reconnu, au N de la région étudiée, des argiles sombres plus ou moins indurées, parfois fossilifères, contenant localement Aulacostephanus sp. (p. légèrement situé entre mes stations 77 et 78 : fig. 15). Le tableau 2 (p. 62) donne les corrélations du Kimméridgien de la Manche centrale avec celui des régions voisines.

Les affleurements portlandiens accompagnent généralement ceux du Kimméridgien et cette association est à rapprocher des gisements du Pays de Bray, du Boulonnais et du S de l'Angleterre. Par contre, le Portlandien manque dans la région havraise, il n'apparaît que plus à l'Est, dans les sondages de la région rouennaise. Cette répartition du Portlandien de Haute-Normandie se parallélise avec un épaississement de la série kimméridgienne d'Ouest en Est : 46 m au Havre, 170 m à Vernon (Guyader, 1968).

Les principaux faciès identifiés en Manche centrale sont les suivants :

a) Argiles brunâtres, bitumineuses (schistes-carton) à Saccocoma sp. dont les plaques radiales isolées sont pyritisées comme celles des Oil-Shales du Dorset appartenant à l'Upper Kimmeridge clay. Les restes de ce crinoïde pélagique sont accompagnés de petits Pélécypodes (Lucina minuscula Blake, Protocardia morinica (de Lor.), Nicanielle sp.), de Brachiopodes (Lingula ovalis J. Sow., Discina latissima (J. Sow.)), de plaques de Cirripèdes : Archaeolepas suprajurensis (de Lor.) (Pl. I, 14), d'écailles de Poissons, d'Ostracodes et de débris de lignite, avec quelques empreintes de Virgatosphinctinae (station 74). Ces couches contiennent de petits lits de lumachelles à tests de Pélécypodes, presque dépourvus de ciment, alternant avec des plaquettes de calcaires sublithographiques grisâtres, à débris de Mollusques (stations 63, 69, 72, 640).

b) Graviers phosphatés à patine vernissée noire, avec moules internes de Pélécypodes remaniés (Pleuromya, Protocardia), petits rostrés de Bélemnites et fragments roulés de Pavlovia rotunda (J. Sow.). Ils correspondent au Rotunda nodule bed marquant le sommet de l'Upper Kimmeridge clay (station 666).

c) Calcaires gréseux ou sublithographiques, glauconieux, à spicules d'Eponges, tubes de serpules, Pleuromya uniformis (J. Sow.) (pl. I, 15) et Schizosphères, évoquant certains faciès du Portlandien supérieur de Rouen et des Portland Sands de Burning Cliff (st. 701, 750)

d) Plaquettes de calcaires silicifiés (pl. II, 4), brun sombre, à Gyrogonites et tiges de Characées, Ostracodes, Mollusques d'eau douce (Planorbis, Physa, Viviparus, Corbula), débris d'algues et de lignite (st. 39, 72, 749), faciès comparable aux cherts purbeckiens du Dorset (Cherty Freshwater beds, Middle Purbeck de Lulworth ou de Durlston Bay).

La position stratigraphique des faciès décrits ci-dessus est résumée dans le tableau 2 par comparaison avec les résultats acquis dans les régions voisines.

D O R S E T	MANCHE CENTRALE	PAYS de BRAY	BOULONNAIS	Étages
Middle and Lower Purbeck Beds	Calcaires lacustres silicifiés à Charophytes	Conglomérat purbeckien	Sables et calcaires lacustres à <u>Anisocardia socialis</u>	S
Argiles et calcaires avec Cherts à Charophytes			Conglomérat de la Pointe de la Rochette	U
Portland Stones	Calcarénites, calcaires gréseux et grès calcaires à <u>Pleuromya uniformis</u>	Sables et grès à <u>Laevitrigonia gibbosa</u>	Sables et grès calcaireux à <u>Laevitrigonia gibbosa</u>	P
Calcaires à <u>Laevitrigonia gibbosa</u>				O
Portland Sands			Argiles sableuses et glauconieuses à <u>Perna bouchardi</u>	R
Sables et grès glauconieux				I
Upper Kimmeridge Clay	Graviers phosphatés à <u>Pavlovina rotunda</u>	Marnes bleues et lumachelles à <u>Exogyra dubiensis</u> avec intercalations détritiques grossières et bancs calcaires	Cordon de nodules phosphatés de la Tour de Croi à <u>Pavlovina notunda</u>	E
Argiles et marnes avec <u>Rotunda</u> nodule Bed			Argiles à <u>Exogyra dubiensis</u>	L
Argiles et schistes-carton à <u>Subplanites</u> sp. avec "Oil Shales" à <u>Saccocoma</u> sp.	Argiles et schistes-carton à <u>Subplanites</u> sp. et à <u>Saccocoma</u> sp.	Grès et sables glauconieux à <u>Anomia laevigata</u> et <u>Subplanites</u> sp.	Argiles à <u>Anomia laevigata</u> et <u>Subplanites</u> sp.	A
Hen Cliff Shales à <u>Gravesia</u>		Marnes blanches Argiles et lumachelles à <u>Exogyra virgula</u> Calcaires lithographiques à <u>Gravesia</u>	Sables et grès de la Crèche à <u>Gravesia</u>	N
Lower Kimmeridge Clay	Argiles grises à <u>Aulacostephanus</u> et à <u>Exogyra virgula</u>	Argiles et marnes à <u>Aulacostephanus</u> et <u>Exogyra virgula</u>	Argiles et grès de Chatillon	I
Argiles et marnes à <u>Aulacostephanus</u>			Calcaires et argiles du Moulin-Wibert	M
Marnes à <u>Rasenia</u> ou <u>Abbotsbury Iron-ore</u>		Argiles sableuses, grès et calcaires	Calcaires marneux de Brecque	M
<u>Exogyra nana</u> Bed			recque	E
<u>Rhactorhynchia inconstans</u> Bed			Grès de Questrecques (partie sup.)	R
				I
				D
				- GIEN

TABEAU 2 = TABLEAU DE CORRELATION DES FORMATIONS DU KIMMERIDGIEN-PORTLANDIEN DE LA MANCHE CENTRALE ET DES REGIONS VOISINES (LARSONNEUR et

3. LES TERRAINS CRETACES

Après son émergence à la fin du Jurassique, la région est soumise à une longue période d'érosion. Des dépôts continentaux (Alternance de sables et d'argiles à débris de plantes et faune lacustre), désignés sous le nom de Wealdien par les géologues anglais, affleurent largement dans le S de l'Angleterre, dans le Boulonnais, dans le Pays de Bray. Ces formations ont été reconnues au S de l'Ile de Wight (Curry, 1962) et à l'entrée de la Manche occidentale, au NW de la Fosse d'Ouessant d'une part (Barthe, Boillot et Deloffre, 1967), au SW de la Fosse centrale d'autre part (Curry, Hamilton et Smith, 1970).

De part et d'autre de la Manche, l'Aptien est représenté par des dépôts marins : faciès argileux et sableux, souvent glauconieux (Sables verts inférieurs ou Lower Greensand (1) . Le mouvement transgressif s'accroît à l'Albien, notamment à l'Albien supérieur (Juignet, 1970 b). Bien représentées dans les falaises de la région havraise, les couches albiennes s'amin- cissent vers le Calvados, mais on en trouve des restes jusque dans le Coten- tin (Riout, Juignet et Pellerin, 1966). Dans l'ensemble, il s'agit de forma- tions détritiques, argileuses ou sableuses, de telle sorte que les gisements sous-marins aptiens et albiens sont difficiles à distinguer en l'absence de documents paléontologiques. Certaines informations ont cependant été recueillies en Manche centrale. Jalonnant la limite Jurassique supérieur-Crétacé crayeux, quelques stations (64, 66, 626, 627, 658, 751 : fig. 15) ont fourni des fragments de grès à ciment pyriteux, sidéritique ou dolomitique, des nodu- les calcaires, silicifiés, à patine ferro-manganique, autant de faciès connus à la base de l'Albien normand. Ces résultats complètent ceux de W.B.R. King (1954), de D. Curry (1962) qui signalent les Lower Greensand au S de l'Ile de Wight , et de L. Dangeard (1928) qui rapporte à ces mêmes formations des échantillons récoltés au S de Kimmérige (station D 245) et à l'W du Cap d'Antifer (station D 255) : grès ferrugineux, poudingues, nodules de limonite, rognons de pyrite (2). Par contre, les dépôts marins de l'Aptien ou de l'Al- bien n'ont pas encore été signalés en Manche occidentale.

Les cartes géologiques sous-marines établies par les auteurs français et britanniques (Dangeard, 1928; King, 1954; Whittard, 1962; Curry,

(1) Par opposition aux Sables verts supérieurs ou Upper Greensand de l'Albien supérieur.

(2) Quelques gisements apto-albiens (faciès argileux ou sableux) ont été iden- tifiés au large du Cap d'Antifer lors de la campagne de reconnaissance géologique organisée par le Centre National pour l'Exploitation des Océans en Manche orientale (1969).

1962 et 1964; Boillot, 1964; Curry, Hamilton et Smith, 1970) montrent de vastes affleurements de Crétacé supérieur au fond de la Manche, notamment dans la partie occidentale. Mes recherches sont venues compléter ces résultats en Manche centrale. Elles ont conduit, en particulier, à la découverte de craie au voisinage du littoral septentrional du Cotentin, là où les cartes précédentes n'indiquaient que le socle hercynien (Larsonneur, 1967 a) . Au total 37 gisements de Crétacé supérieur ont été reconnus; en outre, des galets crayeux, souvent nombreux et anguleux, ont été recueillis en plus de 200 stations (fig. 16). Dans le cas présent, j'ai toujours relevé une étroite correspondance entre la nature pétrographique des galets (faciès crayeux) et celle du substratum rocheux chaque fois que ce dernier a pu être identifié. L'étude micropaléontologique (1) des matériaux récoltés a permis de les attribuer pour la plupart au Sénonien et au Maestrichtien. Le Cénomaniien est peu représenté dans le périmètre étudié. Il en est de même du Turonien.

Avant d'étudier les échantillons recueillis en mer, il est bon de résumer les principaux caractères du Crétacé supérieur du Cotentin qui présente de nombreux traits communs avec celui du fond de la Manche.

31 - LE CRETACE SUPERIEUR DU COTENTIN

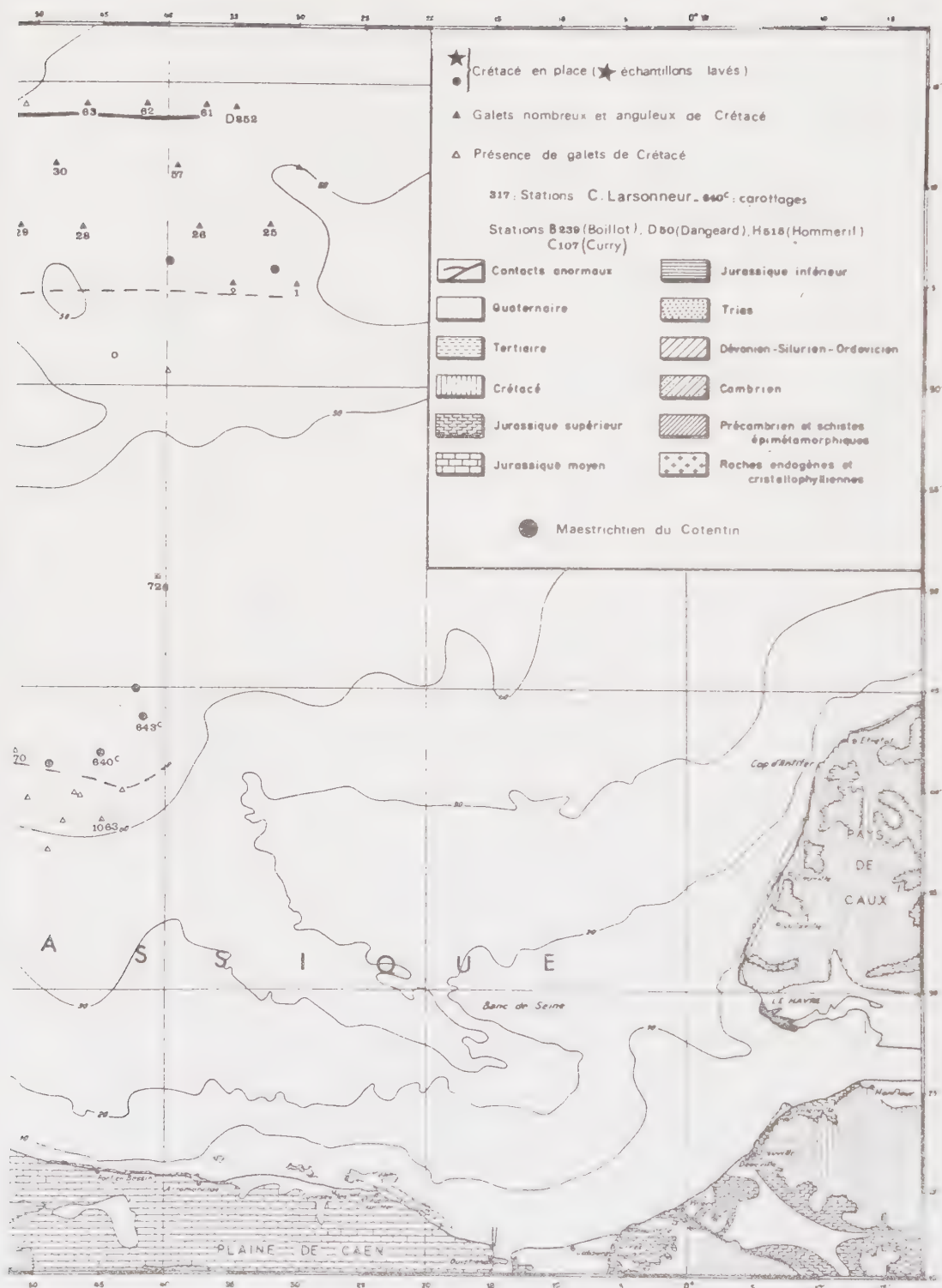
Dans le Cotentin, le Crétacé supérieur est constitué par deux ensembles. Le plus ancien, d'âge cénomaniien, se compose de 4 à 5 m de sables micacés et de grès verts glauconieux à Orbitolina concava Lamk. formant des lambeaux discontinus qui reposent soit sur le Lias, soit sur le Trias, soit même sur le substratum armoricain (Vieillard et Dollfus, 1875; Dangeard, 1951; Poncet, 1961; Rioult et Juignet, 1965). Le second qui se rattache à de nombreux gisements sous-marins est appelé Calcaire à Baculites depuis 1817 (de Gerville).

Le Calcaire à Baculites affleure en plusieurs points, sur la bordure nord-ouest du Bassin de Carentan, entre Chef-du-Pont et Néhou. Il repose, selon les endroits, sur le Cénomaniien, le Lias, le Trias ou le Dévonien (fig. 16). Il débute par un mince banc conglomératique (de 0,1 à 0,4 m),

(1) Etude réalisée par G. Bignot du Laboratoire de Micropaléontologie de Paris. Les principaux résultats ont déjà été publiés dans une note en collaboration : G. Bignot et C. Larsonneur (1969), Rev. de Micropal., vol. 12, n° 1, p. 25 - 39.



Fig. 16. LE CRETACE SUPERIEUR EN MA



NORMANDIE CENTRALE

à ciment calcaire et à éléments divers empruntés au substratum. La glauconie n'a pas été signalée. Au-dessus vient une alternance de calcaires jaunâtres, plus ou moins cohérents, à moules de fossiles. L'épaisseur totale est de quelques mètres (une dizaine de mètres au maximum).

Le Calcaire à Baculites a été étudié autrefois par M. de Ger-ville, J. Desnoyers, P. Bonissent, etc ..., et la première synthèse moderne, avec carte géologique précise et liste de fossiles, a été l'oeuvre de E. Vieillard et G. Dollfus (1875). Ces derniers, à la suite de Defrance et de Desnoyers, ont souligné les affinités faunistiques entre le Calcaire à Baculites d'une part, la Craie de Meudon, la Craie de Ciply et le Tuffeau de Maestricht d'autre part. La position stratigraphique du calcaire a été ensuite discutée par maints auteurs, en particulier par E. Hébert (1875) et A. Grossouvre (1901). Plus récemment, R. Abrard (1950 a) a estimé que le Calcaire à Baculites était "équivalent, à peu près, du Tuffeau de Maestricht" mais l'âge exact de la formation considérée ne devait être établi définitivement que par l'étude des Foraminifères qu'elle renferme. J. Hofker (1959) a pu montrer que les associations rencontrées à Port-Filiolet et à Fresville sont analogues à celles de la base des tuffeaux de Saint-Symphorien et de Maestricht. Elles indiquent un âge maestrichtien très supérieur. Cette opinion est également partagée par D. Curry (1962).

Le calcaire, riche en Baculites anceps(Lamk.), provenant de l'ancienne carrière de Port-Filiolet à Picauville, apparaît en plaque mince comme une roche lacuneuse, micrograveleuse et biodétritique, à ciment calcitique cryptocristallin, sans glauconie mais avec quelques rares quartz de très petite taille (0,1 mm). Les Foraminifères (agglutinés, Hétérohélicidés, Globotruncana, etc ...) abondent à côté de débris de Bryozoaires, de Lamelli-branches, d'Echinodermes, de Serpulidés. Le calcaire qui affleure à Sainte-Colombe, entre l'église et le pont sur la Douve, est très semblable, mais les quartz y sont plus abondants et plus gros (0,3 mm).

Le Crétacé supérieur est également représenté dans le Cotentin par des éléments résiduels conservés dans les terrains superficiels. P. Bonissent (1870) a mentionné de nombreux gisements de silex fossilifères dans les alluvions anciennes. A. Bigot (1901) a découvert un lambeau d'Argile à silex avec débris d'Echinides sur le Granite de Flamanville, à une cinquantaine de mètres d'altitude. Enfin, les auteurs s'accordent pour considérer les accumulations de silex, le long des côtes et dans les terrasses marines quaternaires

comme résultant du démantèlement d'assises crétacées plus ou moins lointaines. Tous ces faits confirment ce que pensaient P. Bonissent (1870), puis E. Vieillard et G. Dollfus (1875) au sujet de l'extension des mers crétacées. Ces dernières ont amplement débordé les limites actuelles des affleurements continentaux et recouvert partiellement le Massif Armoricain.

32 - LES GISEMENTS DE CRETACE SUPERIEUR : LOCALISATION (fig. 16)

Les matériaux recueillis se répartissent en trois secteurs géographiques : l'Anse de Vauville à l'Ouest, la bordure nord du Cotentin, le milieu de la Manche centrale.

321 - Le Crétacé de l'Anse de Vauville

De nombreux galets anguleux, perforés par les lithophages, ont été récoltés dans l'Anse de Vauville, un peu au Nord du gisement de craie découvert par le "Pourquoi-Pas" ? à l'W du Massif de Flamanville (station D 50 : Lemoine et Abrard, 1922; Dangeard, 1928). Des témoins du Crétacé ont également été signalés par P. Hommeril (1967 a) dans ce secteur (stations H 515, H 521, H 555, H 587, H 649 : fig. 16).

Les échantillons recueillis se trouvent dans une zone située dans le prolongement du Synclinal de Siouville. Il est possible que ce gisement se raccorde à ceux qui ont été signalés plus au Sud, entre Jersey et Guernesey (Hommeril, 1967 a). On peut y rattacher le lambeau sénonien, transformé en Argile à silex, situé sur le Granite de Flamanville (Bigot, 1901). La répartition des galets de calcaires crayeux d'une part, de roches primaires d'autre part, semble indiquer que le Crétacé repose directement sur le socle paléozoïque.

322 - Le Crétacé bordant la côte nord du Cotentin

La plupart des gisements reconnus au N du Cotentin se localisent à quelques kilomètres de la côte, de part et d'autre du parallèle 49° 45'. A l' Ouest, le Crétacé affleure au NW de la Fosse de la Hague. Un peu plus au Sud, il avait été antérieurement mis en évidence par G. Boillot (1963 b) dans une dépression annexe de la Fosse de la Hague, aux stations C 239 et C 240. Le Crétacé se retrouve au large de l'Anse Saint-Martin, en particulier à la station 979 où les calcaires quartzeux renferment des fragments de Bacu-

lites cf. anceps (Lam) : pl. IV, 1. Ce sont ces affleurements sous-marins qui ont alimenté en silex les cordons de galets de certaines plages de la Hague (Anse Saint-Martin, Goury ...).

Assez mal représenté devant Cherbourg, le Crétacé réapparaît au large du Cap Lévy, en bordure du Massif granitique de Barfleur. Il occupe une vaste région au NE de la Pointe de Barfleur. Vers l'Est, la couverture de dépôts meubles s'épaissit et masque le substratum. Toutefois, les indices de Crétacé se suivent jusqu'à la paléovallée de la Seine. Ils sont absents en Baie de Seine, au S du parallèle de Saint-Vaast-la-Hougue.

D'après l'ensemble des résultats obtenus, le Crétacé repose sur le Jurassique, puis sur le Trias au NE de la Pointe de Barfleur. Plus à l'Ouest, il déborde sur le socle armoricain : Granite au N de Barfleur (pl. VI, 2), Briovérien dans l'Anse de Cherbourg (pl. VI, 3).

323 - Le Crétacé du milieu de la Manche centrale

Le Crétacé supérieur se retrouve au N du 50° parallèle, dans le prolongement des larges affleurements de la Manche occidentale (King, 1954; Boillot, 1964; Curry, Hamilton et Smith, 1970). Le bed-rock est souvent masqué par des dépôts caillouteux principalement composés de galets de silex (fig. 24), de craie ou de calcaires crayeux. La fragilité de ces derniers interdit tout transport prolongé de telle sorte qu'ils sont absents des zones adjacentes où affleure le Jurassique supérieur ou l'Eocène inférieur.

Les enregistrements sismiques réalisés dans cette région montrent que les couches faiblement inclinées vers le Nord reposent en discordance angulaire sur le Jurassique (pl. VII, 1). Cette disposition monoclinale avait déjà été mise en évidence par D. Curry (1962) grâce à l'étude d'une série d'échantillons crayeux prélevés au voisinage du méridien de Cherbourg, entre 50° et 50° 15' de latitude nord. Du Sud au Nord, le Santonien, le Campanien, le Maestrichtien inférieur, le Maestrichtien supérieur étaient en effet identifiés (fig. 16). Au-delà, les couches du Crétacé s'enfoncent sous l'Eocène inférieur (pl. VII, 2) mais il est très probable qu'elles réapparaissent localement plus au Nord à la faveur des déformations de la couverture secondaire comme le supposait D. Curry (1962). Aux stations 743 et 745, je n'ai recueilli que des galets non usés de craie maestrichtienne alors que ces matériaux sont absents de tous les prélèvements faits alentour. L'enregistrement sismique réalisé dans cette région, au voisinage du méridien 1° 30'W

montre une structure synclinale (pl. VII, 2). Sur le tracé correspondant, la "remontée" des couches est insuffisante pour amener le Maestrichtien à l'affleurement mais peut-être en va-t-il autrement de part et d'autre du profil étudié. En outre, les différents profils sismiques indiquent une zone faillée, sensiblement orientée E - W, près de 50° 14' N (pl. VII, 3). Dans cette zone de fracture qui, entre 1° et 2° W, met en contact l'Eocène inférieur (au Sud) et le Jurassique supérieur (au Nord), il est possible que le Maestrichtien affleure localement dans un étroit compartiment limité par des failles. C'est cette interprétation que j'ai retenue pour établir l'écorché géologique (fig. 19).

33 - ETUDE MICROBIOSTRATIGRAPHIQUE DU MATERIEL RECOLTE

Dans la plupart des cas, les prélèvements ont fourni un matériel cohérent dans lequel on ne peut que tailler des plaques minces. Dans ces conditions, l'examen des microfaciès n'a pas toujours été concluant du point de vue stratigraphique. Les différentes espèces de Globotruncana rencontrées sont peu significatives. Les Pithonelles qui, dans le Bassin de Paris caractérisent par leur abondance le Turonien et le Sénonien basal (Bignot et Lezaud, 1964), se retrouvent très nombreuses dans les calcaires campaniens et maestrichtiens du fond de la Manche (pl. III, 3 et 4). Les seuls marqueurs décelés sont les suivants :

- certains Hétérohélicidés tels Racemigumbelina sp. ou Planogobulina sp. qui indiquent le Mestrichtien supérieur. Ils ont été rencontrés à la station 1 000 dans l'Anse de Vauville ainsi que dans le Cotentin, à Port-Filiolet.
- Planorbulina cretae (Marsson) dont l'intérêt stratigraphique a été récemment exposé par G. Bignot (in Bignot et Larssonneur, 1969). Cette espèce appartient au Maestrichtien, peut-être localement dès la fin du Campanien. Elle a été identifiée en de nombreuses stations : 30, 259, 471, 610, 726, 999, 1 000, 1 006, H 388, H 555, (pl. IV, 3).

331 - Principaux microfaciès distingués en plaques minces

Les plaques minces examinées peuvent être regroupées en cinq ensembles :

- a) Calcaires micrograveleux et biodétritiques identiques à celui de Port-Filiolet (Cotentin) d'âge maestrichtien.

C'est le microfaciès le plus commun à l'Ouest du Cotentin, dans l'Anse de Vauville et dans les parages des Iles anglo-normandes. On le rencontre également au large du Massif granitique de Barfleur : stations 277, 472, 500, 610, 970.

b) Calcaires quartzeux et glauconieux (pl. III, 1).

La glauconie très abondante se présente sous forme de grains à contours lobés, plus rarement en remplissage de tests de Foraminifères ou en "chenilles" (résultat, selon les auteurs, de l'altération de la biotite). Les débris phosphatés ne sont pas rares. Les organismes peu nombreux (quelques débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et des petits Foraminifères) ne permettent pas de dater ce microfaciès (Sénonien ?). On le rencontre aux stations 212, 288, 311, 313, 353, 622, 624, 775, 969.

c) Calcaires crayeux à spicules calcifiés de Silicisponges (pl. III, 2)

Ce microfaciès est celui de la craie spongolithique de G. Boillot (1964 : pl. 2, fig. B). Les quartz sont rares. La glauconie est plus ou moins abondante. Les spicules de Silicisponges sont calcifiés et leur canal central a disparu, ou est très agrandi. Avec des débris divers d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Bryozoaires, se rencontrent des Calcisphaerula, des Pithonella ovalis (Kaufmann) et de nombreux Foraminifères. La datation précise de ce microfaciès n'est pas possible (Sénonien probable). Il a été rencontré aux stations : 77, 118, 215, 318, 329, 377, 643, 716, 936, 937, 969, 1 025, 1 063, 1 225.

d) Craie à Pithonelles et à Bryozoaires (pl. III, 3)

La glauconie a disparu et les petits quartz sont très rares. Les Pithonella ovalis (Kaufmann) sont associées à des formes voisines, mais de taille légèrement supérieure (P. caucasica Keller ?). Les Foraminifères sont abondants (Hétérohélicidés, Globotruncana, localement Planorbulina cretae (Marsson)). Ce microfaciès est attribué au Maestrichtien (stations H 515, 279, 625, 645, 1 000).

e) Craies fines cryptocristallines à Calcisphaerula, Pithonelles et Foraminifères planctoniques (pl. III, 4).

Le quartz et la glauconie manquent totalement. Les débris d'organismes (Bryozoaires) sont peu fréquents. Les Foraminifères sont représentés par des Hétérohélicidés, des Globotruncana, des Planorbulina cretae (Marsson):

pl. IV, 3, ces derniers permettant de rapporter ce microfaciès au Maestrichtien. Il a été reconnu aux stations 30, 370, 561, 659, 729, 745, 753, 754, 967.

Ces différents microfaciès présentent entre eux des termes de passage. Par exemple, à la station 979, un calcaire daté du Maestrichtien par sa richesse en Baculites, se montre, en plaques minces, biodétritique, à graviers de quartz ou de quartzite (jusqu'à 7 mm dans leur plus grande dimension) mais sans glauconie (pl. IV, 1 et 2). Il renferme en outre de nombreux débris d'Echinodermes, des spicules calcifiées de Silicisponges, des Huîtres, des Calcisphaerula, des Pithonelles et des Foraminifères.

332 - Etude détaillée de quatre échantillons particulièrement significatifs (stations 220, 259, 288 et 317)

Ces quatre gisements situés en bordure du Cotentin ont livré un matériel en quantité importante. De plus, ce matériel était à la fois assez cohérent pour que l'on puisse y tailler des plaques minces et assez meuble pour pouvoir être lavé sans trop de difficulté. La liste des Foraminifères rencontrés dans les résidus de lavage est donnée dans le tableau 3 (p. 71 et 72).

A la station 317, on trouve un calcaire gréseux à ciment calcitique clair microcristallin. Les quartz atteignent jusqu'à 0,7 mm dans leur plus grande dimension et constituent 20 à 25 % de la roche. Les grains de glauconie et les débris phosphatés sont relativement abondants. Les morceaux d'Echinodermes (radioles d'Echinides, articles de Crinoïdes, plaques de Stellérides) sont nombreux et associés à des fragments de Calcisponges (Porosphaera cf. globularis), de Lamellibranches et de Bryozoaires. Les microfossiles sont petits, rares et mal conservés. L'association de Foraminifères est assez peu caractéristique. La présence d'Eouvigerina aculeata, Globigerinelloides aspera et sa sous-espèce rowei, Globotruncana gr. linneiana permet d'attribuer, avec vraisemblance, le gisement au Sénonien inférieur (probablement sommet de la zone à Micraster decipiens, ou base de celle à M. coranguinum).

Le gisement 288 a livré un calcaire crayeux à Bryozoaires et ciment calcitique microcristallin renfermant également quelques petits quartz (dim. max. : 0,3 mm), des grains de glauconie et des débris phosphatés. En plus des Bryozoaires, on y observe des fragments d'Echinodermes, de Calcisponges (Porosphaera globularis, P. patelliiformis), des Serpulidés (Sarcinella plexus), des Brachiopodes (Crania cegnabergensis), des Huîtres. Les Foraminifères notamment Bolivinitella eleyi et Globotruncana fornicata indiquent un

Principales espèces de Foraminifères	317	288	220	259
<i>Arenobulimina</i> sp.			x	
<i>Ataxophragmium compactum</i> BROTZEN			x	x
<i>Ataxophragmium rimosum</i> (MARSSON)				x
<i>Dorothia bulletta</i> (CARSEY)				x
<i>Eggerellina curta</i> (MARIE)			x	
<i>Eggerellina gibbosa</i> MARIE			x	
<i>Eggerellina</i> spp.	x	x	x	
<i>Gaudryina faujasi</i> (REUSS)		x	x	x
<i>Heterostomella</i> sp.		x		
<i>Marssonella ellisorae</i> CUSHMAN			x	x
<i>Marssonella oxycona</i> REUSS	x	x	x	x
<i>Plectina ruthenica</i> REUSS		x	x	x
<i>Tritaxia</i> cf. <i>dubia</i> REUSS		x		
<i>Tritaxilina polygonalis</i> MARIE			x	
<i>Textularia laevis</i> ROEMER			x	x
<i>Astacolus</i> spp.		x		x
<i>Dentalina</i> spp.		x	x	x
<i>Lagena amphora paucicostata</i> FRANKE		x	x	x
<i>Lagena apiculata</i> REUSS		x		
<i>Lagena cayeuxi</i> MARIE	x	x	x	x
<i>Lagena geometrica</i> REUSS				x
<i>Lenticulina</i> spp.	x	x	x	x
<i>Marginulina</i> spp.		x		x
<i>Saracenaria</i> spp.			x	
<i>Globulina</i> spp.		x		x
<i>Guttulina</i> spp.			x	x
<i>Polymorphina</i> cf. <i>advena</i> CUSHMAN				x
<i>Pyrulina</i> spp.		x		x
<i>Bolivinitella eleyi</i> (CUSHMAN)		x	x	
<i>Bolivinoïdes decoratus decoratus</i> (JONES)			x	
<i>Bolivinoïdes decoratus giganteus</i> HILT. & KOCH				x
<i>Bolivinoïdes draco miliaris</i> HILT. & KOCH			x	
<i>Bulimina proluxa</i> CUSHMAN & PARKER		x	x	x
<i>Eouvigerina aculeata</i> (EHRENBERG)	x		x	
<i>Loxostomum limonense</i> (CUSHMAN)			x	x
<i>Oolina laevigata</i> (REUSS)	x			
<i>Oolina marginata</i> MONTAGU				x
<i>Oolina</i> sp.		x		
<i>Praebulimina obtusa</i> (d'ORBIGNY)	x		x	x
<i>Pseudouvigerina cimbrica</i> (TROELSEN)			x	x
<i>Reussella gr. cushmani</i> BROTZEN	x	x	x	
<i>Tappanina selmensis</i> (CUSHMAN)				x

TABLEAU 3 (suite page 72)

Principales espèces de Foraminifères	317	288	220	259
<i>Turispirillina subconica</i> TAPPAN	x	x		
<i>Atlomorphina conica</i> CUSHMAN & TODD				x
<i>Nonionella</i> sp.				x
<i>Pullenia quaternaria</i> (REUSS)				x
<i>Pullenia reussi</i> CUSHMAN & TODD			x	
<i>Cibicides beaumontiana</i> (d'ORBIGNY)			x	x
<i>Eponides toulmini</i> BROTZEN				x
<i>Gavinella lorneiana</i> (d'ORBIGNY)		x		x
<i>Gavinella monterolensis</i> (MARIE)			x	x
<i>Gavinella pertusa</i> (MARSSON)			x	x
<i>Gavinella thalmanii</i> (BROTZEN)	x		x	
<i>Gavelinopsis vultziana</i> (d'ORBIGNY)			x	x
<i>Globorotalites micheliana</i> (d'ORBIGNY)			x	
<i>Gyroidinoides umbilicata</i> (d'ORBIGNY)	x	x	x	x
<i>Osangularia corderiana</i> (d'ORBIGNY)			x	
<i>Stensioina labyrinthica</i> CUSHMAN & DORSEY			x	
<i>Valvulineria lenticula</i> (REUSS)	x	x	x	x
<i>Gublerina ornatissima</i> (CUSHMAN & CHURCH)				x
<i>Gumbelitra cf. cretacea</i> (CUSHMAN)				x
<i>Heterohelix globulosa</i> (EHRENBERG)	x	x	x	x
<i>Heterohelix elegans</i> (RZEHA)				x
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> (EGGER)				x
<i>Racemigumbelina fructicosa</i> (EGGER)				x
<i>Globigerinelloides aspera</i> (EHRENBERG)	x	x	x	x
<i>Globigerinelloides aspera rowei</i> (BARR)	x	x		
<i>Globigerinelloides ehrenbergi</i> (BARR)			x	
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)				x
<i>Globotruncana cretacea</i> (d'ORBIGNY)		x	x	
<i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER		x		
<i>Globotruncana havanensis</i> VOORWIJK				x
<i>Globotruncana gr. linneiana</i> d'ORBIGNY	x	x		
<i>Globotruncana stuarti</i> (de LAPPARENT)				x

TABLEAU 3 = REPARTITION DES PRINCIPALES ESPECES DE FORAMINIFERES TROUVEES DANS LES RESIDUS DE LAVAGE DE 4 ECHANTILLONS

- 317 (1° 20' 4 W et 49° 46' 1 N) : Sénonien inférieur vraisemblable (probablement sommet de la zone à Micraster decipiens, ou base de celle à M. coranguinum);
- 228 (1° 12' 4 W et 49° 46' 6 N) : Sénonien inférieur (zone à M. coranguinum);
- 220 (1° 51' 6 W et 49° 44' 4 N) : Sénonien supérieur (zone à Belemnitella mucronata);
- 259 (1° 59' 8 W et 49° 46' N) : Maestrichtien supérieur (zone Mb).

âge sénonien inférieur (zone à *M. coranguinum*).

A la station 220 affleure un calcaire crayeux à Bryozoaires et ciment calcitique microcristallin, avec quelques très petits quartz (dim. max. : 0,1 mm), des grains de glauconie et des morceaux phosphatés. Les Bryozoaires et les Echinodermes sont nombreux et associés à des spicules calcifiés de Silicisponges, à des Brachiopodes, des Lamellibranches, des Serpulidés (*Glomerula gordialis*). L'association des Foraminifères (une cinquantaine d'espèces) est identique à celle de la craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris (= Campanien supérieur), et comprend particulièrement *Bolivinoïdes decoratus decoratus*, *B. draco miliaris*, *Gavelinopsis voltziana* et *Gavelinella monterolensis*.

Ce calcaire crayeux est accompagné d'un calcaire à gros quartz (jusqu'à 3 mm de diamètre) et nombreux grains de glauconie. Le contenu paléontologique, moins abondant, paraît identique à celui des calcaires crayeux.

Le gisement 259 est constitué d'une craie fine à Pithonelles et spicules calcifiés de Silicisponges. Le ciment calcitique est cryptocristallin. La glauconie est absente mais on rencontre quelques gros quartz (dim. max. 0,5 mm) et des débris phosphatés. A côté des spicules de Silicisponges, on a reconnu des Calcisponges (*Porophaera globularis*, *P. patelliformis*), des Bryozoaires, des Brachiopodes (en particulier *Terebratulina* sp.), des Lamellibranches, des Serpulidés (*Glomerula gordialis*) et divers Echinodermes. Les Foraminifères sont très bien représentés (une soixantaine d'espèces) et indiquent un âge maastrichtien terminal. Diverses espèces sont connues dans le Cotentin, à Port-Filiolet et à Fresville : *Bolivinoïdes decoratus decoratus*, *Tappanina selmensis*, *Eponides toulmini*, *Racemigumbelina fructicosa*, *Heterohelix elegans*. Trois espèces également caractéristiques du Maastrichtien terminal, mais non recueillies dans le Cotentin, ont été trouvées au point 259 en très petit nombre (un individu par espèce) : *Gublerina ornatissimum*, *Planoglobulina acervulinoïdes* et *Globotruncana havanensis*. Enfin, les plaques minces ont révélé *Planorbulina cretae*.

34 - REMARQUES STRATIGRAPHIQUES ET PALEOECOLOGIQUES

L'examen des microfaciès conduit donc à identifier plusieurs affleurements de Maastrichtien dans le périmètre étudié. Cet étage a été reconnu dans l'Anse de Vauville (stations H 515, 1 000), en bordure du Cotentin (stations 259, 277, 279, 370, 610, 754, 970, 979) et au milieu de la Manche centra-

le (stations 30, 625, 659, 743, 745). Le Maestrichtien supérieur, inconnu dans le Bassin de Paris, est même présent au fond de la Manche (stations 279, 979 par exemple, et D. Curry, 1962). De nombreux échantillons sont attribués au Sénonien et, contrairement à ce qui est constant en Normandie, la glauconie se rencontre dans les craies post-cénomaniennes. Elle existe dans les calcaires crayeux du Sénonien inférieur (stations 288 et 317 par exemple) et même dans certaines craies campaniennes (station 220). Les craies maestrichtiennes à Planorbulina cretae en sont dépourvues, sauf à la station 726, à l'ENE de Barfleur. Ceci, de même que les étroites relations entre les calcaires dépourvus de glauconie et ceux qui en sont riches (notamment à la station 220) suggèrent que ces derniers correspondent à un faciès transgressif d'âge sénonien.

Les sédiments du Sénonien-Maestrichtien de la Manche centrale et du Cotentin montrent, malgré leur faible profondeur de dépôt, de nettes influences mésogéennes (Globotruncana contusa, G. havanensis, Racemigumbelina fructicosa, Gublerina ornatissima, Planogobulina acervulinoïdea). Ces influences, comme l'a déjà noté D. Curry (1962), sont plus franches que dans les sédiments contemporains du Bassin anglo-franco-belge. Il semble logique également de penser que la Manche du Crétacé terminal a joué un rôle déterminant dans la présence des grands Foraminifères benthiques du Tuffeau de Maestricht. Ces niveaux (Mc-Md) n'ont pas été retrouvés au fond de la Manche actuelle, ni dans le Cotentin où le Calcaire à Baculites représente la base du tuffeau (horizon Mb), mais ils ont pu être déblayés au cours des périodes d'émersion et d'érosion post-crétacées. L'érosion a dû être intense au début de l'Eocène puisque l'on retrouve des Foraminifères sénoniens, maestrichtiens et daniens remaniés dans les Lower Bracklesham beds (= Cuisien) de la Manche centrale (Curry, 1962). La conservation de quelques lambeaux de craie sénonienne sur la côte nord de la Bretagne (Bourcart, 1945 a, 1945 b; Deunff, 1953; Graindor et Marie, 1959), en avant de l'emplacement actuel du Lutétien supérieur reposant directement sur le socle armoricain (Boillot, 1964), suggère également un important démantèlement pré-lutétien des sédiments crétacés.

Une importante question mérite maintenant d'être examinée : 1 Cénomaniens et le Turonien sont-ils représentés en Manche centrale ?

Au S de la zone cartographiée en Santonien par D. Curry (1962) près du contact jurassique supérieur - crétacé, à la station 643, j'ai recueilli une craie mal consolidée, très glauconieuse à fragments d'huîtres ("Ostrea canaliculata" J. Sow.) qui évoque les faciès glauconieux de la base de la sé-

rie crétacée de Normandie. En l'absence de microfaune, son âge n'est pas précisé. Etant donné la disposition monoclinale des couches, ce gisement est probablement antésénonien. Il en est peut-être de même des calcaires quartzeux et glauconieux non datés recueillis aux stations 212, 288, 311, 313, 353, 622, 775, 969 (voir ci-dessus). Mais, la présence de sédiments détritiques et glauconieux dans le Sénonien inférieur de la région (station 317 par exemple) ne permet pas de conclure. L'hypothèse d'un niveau condensé Cénomaniens - Sénonien basal est concevable.

Malgré ces difficultés dues à la rareté des fossiles, la récente campagne de reconnaissance géologique de la Manche orientale (C.N.E.X.O., 1969) a apporté quelques informations très précieuses concernant le problème posé. Le Cénomaniens et le Turonien ont en effet été identifiés (1) à la base de la série crétacée, à l'E de la Pointe de Barfleur d'une part (stations 613 c, 640 c, 643 c), un peu au N du 50° parallèle, sur le méridien 1° W d'autre part (stations 698 c, 699 c: fig. 16). Ces affleurements sont peu étendus comparés à ceux qui ont été reconnus au large du Cap d'Antifer, dans le prolongement des gisements cénomaniens et turoniens côtiers. Ce résultat correspond à l'amincissement des couches vers l'Ouest. D'après les enregistrements sismiques, le Campanien, voire le Maestrichtien affleurent en bordure du Cotentin dans des zones où la puissance du Crétacé supérieur est seulement de 25 à 30 m (pl. VI, 2 et 3). A titre de comparaison, les formations crayeuses attribuées au Cénomaniens, au Turonien et au Sénonien inférieur ont au total une épaisseur de l'ordre de 150 m dans les falaises cauchoises.

(1) Ces échantillons ont été étudiés par C. Monciardini du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Les principaux résultats sont les suivants (Extraits d'un rapport inédit déposé au Centre National pour l'Exploitation des Océans) :

- st. 613 c : craie glauconieuse à Gavelinella cf turonica, Tridaxia macfadyeni = Cénomaniens à Turonien inférieur possible,
- st. 640 c : sable glauconieux à Globorotalites sp., Cibicides polyrraphes, Reussella sp., Globotruncana cf lapparenti, Globotruncana cf renzy = Turonien supérieur à base du Sénonien.
- st. 643 c : craie glauconieuse à Rotalipora cushmani turonica, Rotalipora brotzeni, Praeglobotruncana stephani, Praeglobotruncana hagni, Anomalina globosa = sommet du Cénomaniens ou passage Cénomaniens - Turonien,
- st. 698 c : calcaire gréseux à Rotalipora cushmani turonica, Gavelinella cenomanica, Gavelinella cf. belorussica = Cénomaniens supérieur
- st. 699 c : marne silteuse à Praeglobotruncana helvetica et Praeglobotruncana algeriana = Turonien moyen.

4. LES TERRAINS TERTIAIRES

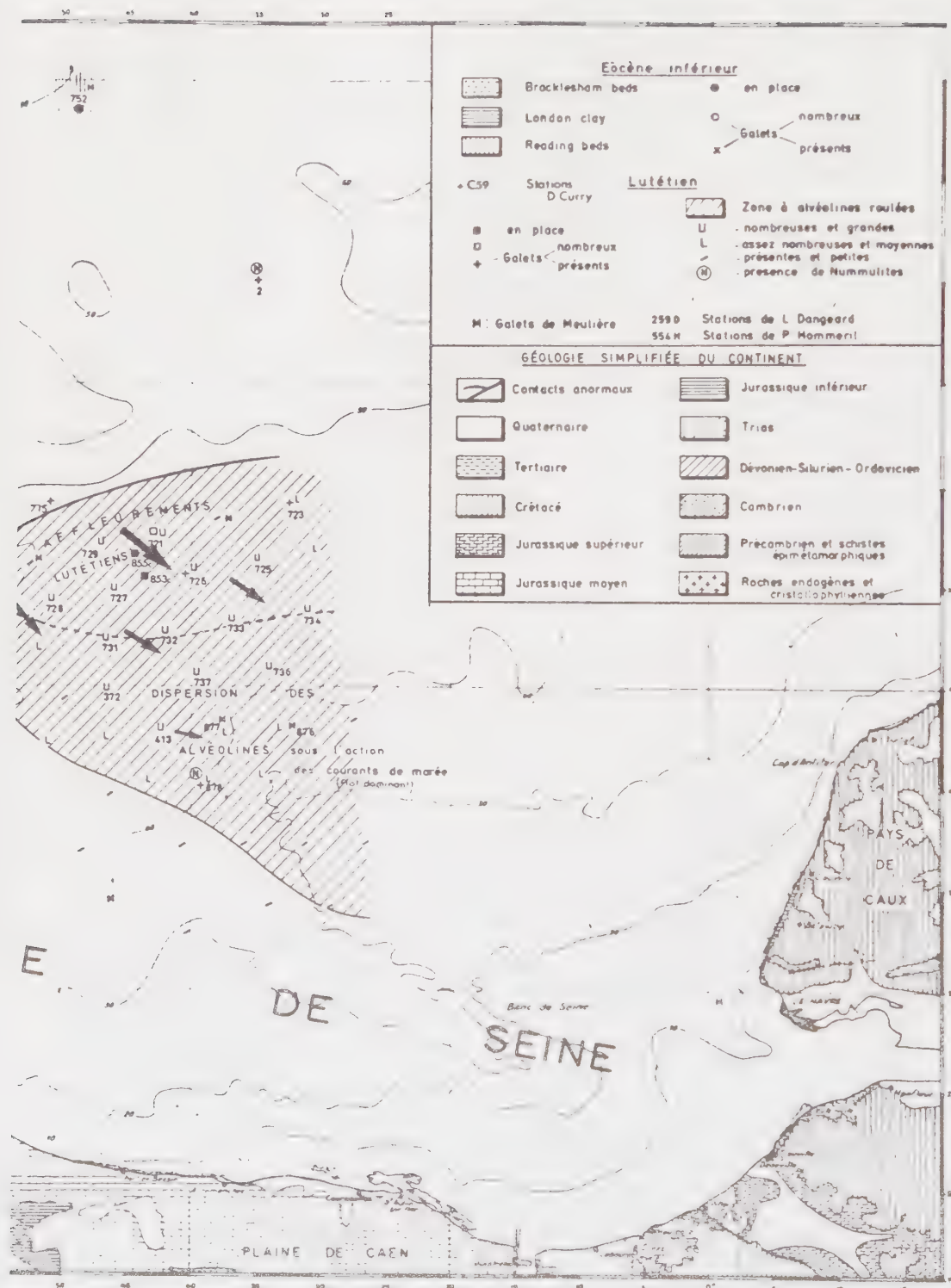
L'existence du Tertiaire au large du Cotentin est admise depuis plus d'un siècle à la suite de la découverte par Ansted et Jeffreys de fossiles éocènes, mélangés à des coquilles actuelles, autour des Iles anglo-normandes. Plus tard, G. Pruvot (1897), P. Lemoine et R. Abrard (1922) confirment cette hypothèse par l'étude de fragments de calcaire lutétien récoltés en dragage au large de Roscoff. Puis, les importants travaux de L. Dangeard (1922, 1928) permettent d'apprécier la répartition de l'Eocène en Manche et de préciser sa nature. Récemment, plusieurs auteurs se sont consacrés à l'étude de l'Eocène en Manche occidentale (Bourcart, 1958; Curry, 1960 et 1962; Boillot et Le Calvez, 1961; Bignot et Hommeril, 1964; Lefort, 1970 a). Mes recherches ont abouti à la mise en évidence du Lutétien au NE de la Pointe de Barfleur et au large de la Hague, de part et d'autre du Raz Blanchart, dans le prolongement septentrional des gisements reconnus par P. Hommeril (1967 a). J'ai également récolté quelques échantillons d'Eocène en Manche centrale dans l'étrémité synclinal défini par D. Curry (1962). Les résultats complètent donc les travaux antérieurs et prolongent nos connaissances vers la Manche orientale et le Bassin anglo-parisien.

41- L'EOCENE INFÉRIEUR

En Manche centrale, l'Eocène inférieur forme un petit bassin allongé E-W, entre 50° 08' N et 50° 12' N (fig. 17). On y trouve des formations argileuses, sableuses ou gréseuses, parfois calcaires et souvent riches en composés ferriques qui témoignent de l'évolution continentale postcrétacée de ces régions en climat propice à la latéritisation. Par comparaison avec les faciès connus dans les Bassins de Londres et du Hampshire, D. Curry (1962) a identifié les assises suivantes, de bas en haut (1) :

- les Couches de Reading (Reading-Beds) équivalentes de l'Argile plastique sparnacienne du Bassin de Paris. Ces couches, d'origine continentale, sont formées d'argiles rouges ou bigarrées avec lentilles sableuses. Elles ne contiennent pas de fossiles : stations C 11, C 59, C 329, C 330, C 344, C 345, C 369, C 370,

(1) Les principaux gisements identifiés par D. Curry sont portés sur la figure 17. Le numéro de ces stations est précédé de la lettre C pour éviter toute confusion avec mes prélèvements. Je rappelle que c'est à L. Dangeard (1928) que nous devons la découverte de formations rouges dans ce secteur (station D 395).



- l'Argile de Londres (London Clay) qui comprend des argiles grises ou brunes à intercalations sableuses, avec faune marine yprésienne (Yprésien inférieur) : stations C 49, C 60, C 331 b, C 322 a, C 332 c,

- la partie inférieure des Couches de Bracklesham (Lower Bracklesham Beds) composée de sables marins plus ou moins argileux et glauconieux, d'âge cuisien ou yprésien supérieur : stations C 51, C 52, C 320, C 346, C 368 b.

Plusieurs échantillons appartenant vraisemblablement à cette série ont été récoltés dans la région aux stations 35, 37, 38, 39, 40, 42, 63, 740, 742, 752 (fig. 17) mais l'absence de fossiles dans la majorité des cas ne permet pas une datation précise.

Dans le coeur du petit synclinal défini par D. Curry, à la station 742, j'ai recueilli une argile sableuse rousse, très glauconieuse, contenant quelques quartz, de petits silex, des paillettes de muscovite, des débris de Gastéropodes et Nummulites lucasianus (Defrance in d'Archiac) (1). Cette espèce, absente du Bassin de Paris, se rencontre dans le "Fisher Bed IV" (2) de la coupe de Whitecliff (Ile de Wight), elle caractérise le Cuisien supérieur (Blondeau 1966). Ce résultat est conforme à la cartographie proposée par D. Curry (fig. 17). Il est possible que les grès glauconieux et ferrugineux, à débris de Lamellibranches, de Brachiopodes, de Bryozoaires, d'Echinodermes qui affleurent à la station 39, près de la station 742, soient également d'âge cuisien, mais ils ne renferment aucun fossile caractéristique.

Ailleurs, le matériel recueilli s'est révélé azoïque. J'ai fréquemment rencontré des graviers ou des galets de roches ferrugineuses : argiles limonitiques à passées finement quartzeuses et glauconieuses (stations 40 et 42), nodules argileux et ferrugineux (stations 35, 39, 63, 742, 751), grès ferrugineux (station 37), concrétions pyriteuses (station 742), autant de faciès connus dans l'Eocène inférieur (faciès sidérolithique).

Des argiles rouges, légèrement sableuses, affleurent à la station 752, c'est-à-dire à une vingtaine de milles à l'Est des gisements étudiés par D. Curry. Les sables de cette station renferment une association de minéraux lourds dominée par les ubiquistes, l'andalousite et le grenat (Giresse

(1) Mes Nummulites ont été déterminées par A. Blondeau qui m'a également apporté des précisions stratigraphiques.

(2) Les Couches de Bracklesham (Bracklesham Beds) ont été divisées par Fisher (1862) en dix-neuf couches numérotées de I à XIX : Cuisien à Lutétien supérieur ou Auversien selon les auteurs (in Blondeau, Cavelier, Feugueur et Pomerol, 1965; Curry, 1966).

et Larsonneur, 1970). Ce dernier correspond probablement à des apports d'origine nordique comme on l'observe dans plusieurs dépôts tertiaires du Bassin de Paris (Pomerol, 1967 et 1968 b). Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de préciser les relations de ce gisement avec ceux qui sont connus plus à l'Ouest.

D'après l'enregistrement sismique réalisé au voisinage du méridien de la Hague, les couches éocènes se prolongent vraisemblablement vers l'Ouest (Lapierre, Robert et Ville, 1970 a). Au Nord, elles sont en contact par faille avec le Kimméridgien-Portlandien (fig. 21 B et pl. VII, 3).

Jusqu'à présent, aucun témoin de Thanétien n'a été identifié en Manche centrale. Par contre, cet étage est probablement représenté en Manche orientale, au large des gisements côtiers de la région de Dieppe décrits par G. Bignot (1962 et 1965).

Remarque :

Au coeur du synclinal décrit par D. Curry (1962), à la station 741 (fig. 17), le sédiment caillouteux est accompagné de grès ferrugineux "en place" et de sables quartzeux, fins, légèrement argileux, à grains de glauconie et paillettes de mica. Ces sables renferment des débris roulés de Pélécy-podes et de Gastéropodes de l'étage littoral, des fragments de Bryozoaires, des Foraminifères et des Ostracodes. Parmi les Foraminifères rencontrés, généralement de petite taille, on note : Nummulites laevigatus (Brug.), Nummulites variolarius (Lamk.), Nummulites orbigny (Galeotti), Globulina gibba d'Orb., Globulina gibba d'Orb. var. tuberculata d'Orb., Globulina inaequalis Reuss, Guttulina lactea (W. et J.), Guttulina spicaeformis (Roemer) var. parisiensis L.C., Pararotalia spinigera (Terquem), Asterigerina bartoniana Ten Dam, Quinqueloculina laevigata d'Orb., Asterigerina sp. 1 (abondante), Eponides sp., Fissurina sp. Les Ostracodes sont moins nombreux : Bairdoppilata gliberti Keij, Trachyleberis aculeata (Bosquet), Hermanites paijenborchiana Keij, Schizothere tessellata (Bosquet) (1).

Cette association témoigne de remaniements comme l'indiquent aussi les différences d'usure, de remplissage et de mode de fossilisation des formes rencontrées (M. Rioult, comm. orale). Cependant, plusieurs espèces sont d'âge lutétien, voire lutétien supérieur ce qui conduit à penser que la série éocène de la région ne s'achève pas avec le Cuisien. D. Curry (1962) signalait également des formes lutétiennes dans les échantillons prélevés au coeur du synclinal. En outre, d'après A. Blondeau (1966), Nummulites orbigny (Galeotti) est une espèce propre au Bassin belge (Wemmélien), sa présence en Manche centrale mérite donc d'être soulignée.

(1) L'étude de cette microfaune est due à A. Blondeau, Y. Le Calvez, J.P. Margerel, M. Rioult et M. Weyant.

42 - LE LUTETIEN

Le Lutétien qui couvre de vastes surfaces en Manche occidentale affleure près des côtes de la Hague, de part et d'autre du Raz Blanchart et au NE de Barfleur. On en trouve aussi des vestiges au N de Cherbourg.

L'essentiel du matériel recueilli est composé de calcaires à Mélobésiées et de calcaires biodétritiques graveleux dont l'association de Foraminifères indique un âge lutétien terminal. Cependant, des indices épars de Lutétien inférieur ont été recueillis.

421 - Les restes du Lutétien inférieur.

Des Nummulites ont été signalées depuis longtemps dans les dépôts actuels ou quaternaires de la côte du Calvados (voir L. Dangeard, 1928 pour citations anciennes et M. Rioult, 1960), notamment dans la terrasse marine normannienne de Saint-Aubin-sur-Mer où j'ai recueilli des formes granuleuses de Nummulites laevigatus (Bruguière) et deux formes plates, à petites granulations, spire lâche et irrégulière du type Nummulites britannicus (Fisher Bed VI à VIII).

Les sédiments grossiers de la Manche centrale m'ont également livré quelques Nummulites roulées s'ajoutant à celles signalées ci-dessus dans le synclinal éocène décrit par D. Curry. Le spécimen trouvé au N de Cherbourg, à la station 548 (49° 53' N et 1° 33' 5 W), est une forme microsphérique de Nummulites laevigatus (Bruguière). C'est une forme plate, à spire lâche, caractéristique de la base du Lutétien inférieur (Fisher Bed VI). Aux stations 2 (50° 05' N et 0° 35' W) et 878 (49° 40' N et 0° 39' W), situées plus à l'Est, les échantillons récoltés sont aussi à rapporter à Nummulites laevigatus (Bruguière) mais ce sont des formes granuleuses, très bombées, à spire serrée, classiques de la "Pierre à liards" du Bassin de Paris et connues en Angleterre dans le "Fisher Bed VIII" (sommet du Lutétien inférieur).

Ces fossiles ont pu être apportés au Quaternaire par les fleuves venant du Bassin de Paris ou de la Manche orientale, région dans laquelle des amas importants de Nummulites laevigatus (Bruguière) ont été rencontrés (Dangeard, 1928). Ils peuvent également provenir du démantèlement local d'assises appartenant au Lutétien inférieur. La récente découverte de calcaires à Nummulites laevigatus (Bruguière) au S de la Manche occidentale (Lefort, 1970 a) rend en effet très vraisemblable l'hypothèse d'une communication entre

l'Atlantique et le Bassin anglo-franco-belge, par la Manche, à cette époque.

422 - Le Lutétien supérieur

a) Localisation des affleurements

Le Lutétien supérieur a été découvert de part et d'autre du Raz Blanchart :

- au Sud, les gisements se trouvent entre le Banc de la Shôle et l'Anse de Vauville, à une dizaine de milles de la côte (fig. 17). Des plaquettes calcaires ont été détachées du fond aux stations 991 et 997, tandis que plusieurs autres dragages ont fourni de nombreux galets (stations 985, 987, 990, 992, 994, 996, 554 H : fig. 17). La répartition des matériaux crayeux récoltés dans cette région suggère que le Lutétien se superpose au Crétacé supérieur dans le prolongement axial du Synclinal de Siouville.

- au Nord, un gisement indépendant existe à 4 milles au NE de l'Ile d'Aurigny, près de la Fosse de la Hague (fig. 17). Les affleurements sont ceinturés par ceux du Crétacé supérieur selon une disposition analogue à la précédente.

Le Lutétien en place n'a pas été trouvé au N du Cotentin mais j'ai plusieurs fois recueilli des galets de calcaires à Miliolites au large de Cherbourg (stations 130, 132, 150, 155, 158, 159, 165).

Malgré l'abondance des dépôts superficiels, quelques affleurements ont été identifiés au NE de Barfleur (stations 721, 853 c et 855 c). (1) L'étude de la répartition des Alvéolines (Alvéolina boscii et Alveolina elongata) contenues dans les graviers sableux aide à définir les contours du Lutétien supérieur dans cette région (fig. 17). Près des gisements, les Alvéolines sont grosses, nombreuses (stations 721, 726, 727, 728, 732, 737), accompagnées localement de fragments de calcaire biodétritique lutétien (stations 723, 726, 727, 728, 731). Les courants de marée dispersent et trient ces fossiles, en particulier les courants dominants de flot dirigés vers l'Est-Sud-Est. Il en résulte que les Alvéolines sont de plus en plus petites et de plus en plus rares, au fur et à mesure que l'on s'éloigne des gisements dans cette direction est-sud-est.

(1) : 853 c et 855 c = carottages réalisés sur mes indications, en dehors des profils sismiques, au cours de la campagne de reconnaissance géologique de la Manche orientale dirigée par le C.N.E.X.O. en 1969.

b) Caractères pétrographiques et paléontologiques (1)

Les échantillons recueillis se présentent sous forme de plaquettes calcaires plus ou moins consolidées, constituées d'une accumulation de débris coquilliers de taille variable. Localement, les Alvéolines sont particulièrement nombreuses (calcaires biodétritiques à ciment calcitique cristallin des stations 721, 763, 985, 994, 855 c : pl. IV, 4 et 7); ailleurs, les Miliolidés abondent (calcarénite à ciment calcitique cristallin de la station 853 c : pl. IV, 6). Au NW de la Hague, à la station 758, affleurent des faluns à peine consolidés, formés d'une mouture coquillière millimétrique et homogène alors que le matériel accumulé est généralement hétérométrique. Il arrive que la fraction terrigène, essentiellement quartzreuse, prenne de l'importance (certains calcaires graveleux de l'Anse de Vauville : station 991). La glauconie est parfois présente sous forme de moules internes de Gastéropodes ou de grains provenant du remplissage de loges d'Alvéolines ou du test lacunaire d'Echinodermes. Ces différents caractères se retrouvent dans le Golfe normand-breton, au voisinage des Iles anglo-normandes (Bignot et Hommeril, 1964; Bignot, Hommeril et Larssonneur, 1968).

En plaques minces, la plupart des calcaires se présentent sous deux aspects différents, avec tous les termes de passage entre eux.

- calcaire graveleux biodétritique à ciment calcitique cristallin. Ce dernier peut être réduit, il laisse alors de nombreux vides entre les éléments qui sont, pour la plupart, constitués d'organismes brisés et roulés. La glauconie est rare, le quartz peu abondant, mais dans quelques échantillons (station 151 en particulier) il peut constituer 20 % environ du volume total de la roche (pl. IV, 6, 7, 8),
- calcaire à Mélobésiées, à ciment calcitique cryptocristallin. Les organismes semblent peu roulés et les Algues, à thalles encroûtants, ont dû être fossilisées sur place. Le quartz et la glauconie (en globules et en moules internes de loges de Foraminifères) sont rares ou absents (pl. IV, 5).

(1) Mon matériel a été étudié par G. Bignot et les résultats obtenus joints à ceux acquis dans le Golfe normand-breton et autour des Iles anglo-normandes ont été publiés à l'occasion du Colloque sur l'Eocène (Bignot, Hommeril et Larssonneur, 1968).

L'association reconnue dans ces deux types de calcaires et dans leurs différents termes de passage est identique et composée des organismes (entiers ou fragmentés) suivants :

Algues Dasycladacées : Cymopolia sp.

Algues Floridées : Archaeolithothamnium lugeoni Pfender,
Ethelia alba (Pfender),
Distichoplax biserialis (Dietrich),
Lithoporella melobesioides (Foslie),
Corallina sp.

Hydrozoaires ? : Solenomeris douvillei Pfender

Bryozoaires

Brachiopodes

Gastéropodes et Lamellibranches

Ostracodes

Tubes d'Annélides

Radioles d'Echinides

Foraminifères : Textularia sp.,
Clavulina cf. parisiensis d'Orbigny,
Valvulina sp.,
Arenagula cf. kerfornei (Allix) probables,
Nubeculariinae,
Quinqueloculina sp.,
Miliola pseudosaxorum (Schlumberger),
Triloculina cf. angularis d'Orbigny, Triloculina cf..
Hemisphaerica Terquem,
Spiroloculina sp.,
Pyrgo sp. (cf. bulloides d'Orbigny ?),
Fabularia discolithes (Defrance)
Spirolina sp.,
Orbitolites gr. complanatus Lamarck,
"Opertorbitolites" gr. biplanus Lehmann (pl. IV, 7),
Alveolina boscai (Defrance) : pl. IV, 7,
Alveolina elongata d'Orbigny (pl. IV, 4),
Nombreux petits hyalins (Bolivinidés, Discorbidés, et
et indéterminables,
Rotalia cf. trochidiformis (Lamarck) et autres espèce
Kathina ? sp.,
Nummulites cf. aturicus Joly et Leymeyrie (pl. IV, 8)
Linderina cf. brugesii Schlumberger,
Sphaerogypsina globulus (Reuss) et autres Acervulinidé
Fabiana cassis (Oppenheim) : pl. IV, 5,
Halkyardia minima Liebus,
Gyroidinella magna Le Calvez (pl. IV, 5),
Asterodiscus sp.

Ces caractères paléontologiques permettent d'attribuer au matériel étudié un âge lutétien terminal (Niveau de Fresville d'après G. Bignot et D. Boulanger, 1968). Ce niveau correspond à un épisode transgressif depuis le SW de la France (Calcaires de Blaye et de Saint-Estèphe en Gironde, Faluns de la Basse Loire) jusqu'au Sussex (Upper Bracklesham Beds : Fisher Beds XVI et XVII) en passant par les régions armoricaines (Bretagne méridionale, Cotentin) et la Manche occidentale (Boillot et Le Calvez, 1961; Bignot et Hommeril, 1964). Il est localement représenté dans le Bassin de Paris par le Falun de Foulanges (Cavelier et Le Calvez, 1965). Il se caractérise par l'existence de faunes mésogéennes dans le domaine nordique comme l'ont souligné maints auteurs depuis R. Abrard (1925).

c) Les limites de la mer au Lutétien supérieur dans la région

Les calcaires lutétiens n'ont pas été reconnus dans le Raz Blanchart, entre le gisement du N de la Hague et celui de l'Anse de Vauville, mais ils ont vraisemblablement été érodés depuis leur dépôt, notamment à cause des violents courants qui règnent dans ces parages. Des considérations sédimentologiques et hydrodynamiques m'amènent même à penser qu'à cette époque, la géographie côtière n'était pas très différente, dans cette région, de celle que nous connaissons. Les faluns lutétiens recueillis à la station 758, au NW de la Hague, présentent en effet beaucoup d'analogies granulométriques avec les dépôts sableux qui les recouvrent partiellement aujourd'hui (sables grossiers coquilliers et homogènes). Or, la présence de bancs sableux dans cette zone balayée par de forts courants est très localisée. Elle s'inscrit, comme nous le verrons plus loin (chap. IX), dans un cadre morphologique particulier où l'Ile d'Aurigny et le tracé de la côte, au NW du Cotentin (orientation S - N, puis W - E), jouent un rôle déterminant. Les faluns de la station 758 ne présentent pas l'hétérométrie des autres dépôts lutétiens ce qui renforce l'hypothèse d'un ancien banc de sable grossier dans une mer aux contours voisins de la ligne de rivage actuelle.

Les calcaires recueillis en place, plus souvent en galets ou en graviers au NE et au N du Cotentin sont les témoins de l'immersion de la Manche centrale à cette époque.

Dans la partie occidentale de la Baie de Seine, au large de la Baie des Veys, le bed-rock est constitué de terrains jurassiques et je n'ai trouvé aucune trace de Tertiaire dans les sédiments actuels. Un sondage

implanté sur la Pointe de Brévands, dans la Baie des Veys, a atteint directement le Trias argileux, sous une quinzaine de mètres de dépôts quaternaires, sans traces de sédiments lutétiens. Dans ces conditions, l'isolement du Bassin du Cotentin par rapport au domaine oriental de la Manche peut être envisagé. Les gisements de la région de Sainte-Mère-Eglise (calcaires de Fresville, Orglandes, Gourbesville : fig. 17), décrits autrefois par E. Vieillard et G. Dolfus (1875) correspondent à des dépôts côtiers. La communication avec la mer ouverte pouvait se faire par l'intermédiaire du Golfe de Jersey (fig. 18).

Récemment, dans une note en collaboration avec G. Bignot et P. Hocmeril (1968), les limites de la mer lutétienne dans la région des Iles anglo-normandes ont d'ailleurs été proposées et discutées, les résultats sont portés sur la figure 18. On retiendra l'hypothèse vraisemblable d'un bras de mer reliant le Col du Cotentin à la Manche occidentale par le Nord de Jersey. Cette interprétation n'implique pas nécessairement l'insularité de Jersey, région qui pouvait être reliée au continent par l'intermédiaire de la Chaussée des Boeufs. Par contre, le bloc insulaire Guernesey-Sercq-Herm, unique ou fragmenté, était déjà en place. En outre, le rivage était très proche des régions de Carteret comme en témoignent aujourd'hui sur les plages, les fragments calcaires et les fossiles lutétiens disséminés dans les sables. A l'W du Cotentin on constate généralement que les gisements lutétiens se trouvent au voisinage des gisements de Crétacé supérieur, dans des zones qui prolongent les synclinaux paléozoïques (Synclinal de Siouville par exemple) ou des compartiments du socle armoricain bordés par des failles (région de Lessay). Les structures inscrites dans le Massif Ancien ont donc joué un rôle déterminant sur les processus d'érosion et de sédimentation au cours des temps post-hercyniens.

Vers l'Ouest, la mer se prolongeait largement vers la Manche occidentale et, au N de la Bretagne, les dépôts de Lutétien supérieur reposent directement sur le socle armoricain (Dangeard, 1928; Curry, 1960; Boillot, 1964; Curry, Hamilton et Smith, 1970).

43 - AUTRES TEMOINS D'AGE TERTIAIRE

Quelques calcaires lacustres ont été recueillis au large du Cotentin, aux stations 158, 715 et 991 (fig. 17). En plaques minces, ils présentent les caractères suivants : calcaire cryptocristallin ou grumeleux, à ciment calcitique et petits quartz anguleux, à oogones de Charophytes, Gastéropodes dul-

[illegible]

ur
tant
te-



quicoles, Ostracodes et petits Foraminifères probablement attribuables à Discorbis bractifera Le Calvez. Ce microfaciès peut être rapproché de celui des calcaires laguno-lacustres bartoniens du Bassin de Paris et de l'Ouest de la France.

Par ailleurs, au N et au NE de Cherbourg, les cailloutis contiennent souvent des galets de meulière (fig. 17). Ces témoins n'ont pas été rencontrés au N du 50° parallèle, ils jalonnent probablement d'anciens milieux lacustres du Tertiaire.

Je n'ai trouvé ni Oligocène, ni Miocène, ni Pliocène⁽¹⁾ d'origine marine dans le périmètre étudié. Pourtant, ces systèmes sont représentés dans le Cotentin par des dépôts argileux, plus souvent sableux ou coquilliers, mal consolidés. En outre, des faluns helvétiques ont été découverts à l'W de la presqu'île, sur le platier rocheux de Gouville-sur-Mer (Hommeril, 1964 b et 1967).

Des témoins d'apports fluviatiles attribués au Miocène inférieur ont été décelés en Baie de Seine. Au voisinage de la paléovallée de la Seine, à la latitude de Barfleur, les dépôts meubles sont en effet marqués par de fortes teneurs en augite (chap.V, fig.52), minéral qui a dû être apporté par la Seine à l'époque où, associée à la Loire, elle drainait le Massif Central affecté par les premières manifestations volcaniques. Ces alluvions séquano-ligériennes sont rapportées au Miocène inférieur étant donné qu'au Miocène moyen, la pré-Loire fut capturée par un fleuve côtier de la Mer des Faluns. Le matériel détritique provenant du Massif Central se dirigea dès lors vers l'Atlantique.

RESUME et CONCLUSION du CHAPITRE II

Au large du Cotentin, des terrains secondaires et tertiaires viennent recouvrir le socle armoricain à peu de distance du rivage.

Le Trias est présent au N de l'Ile d'Aurigny et sur la bordure orientale du Massif de Barfleur. Ses caractères sont identiques à ceux des

(1) Les sables de la station 741 initialement rapportés au Pliocène (Larsonneur et Rioult, 1969 c) en tenant compte de leur microfaune (certains genres étant présents de l'Eocène au Pliocène) et de leur cortège de minéraux lourds (teneurs élevées en ubiquistes, en staurotide et en disthène comme dans les dépôts pliocènes du Cotentin : Giresse, 1968 b) appartiennent au Lutétien d'après l'ensemble de la microfaune rencontrée (p.78).

gisements du Cotentin.

Les terrains jurassiques constituent l'essentiel du substratum rocheux de la Baie de Seine et couvrent de larges surfaces en Manche centrale. Les différentes stations datées s'ordonnent en auréoles concentriques autour de la presqu'île du Cotentin. Dnas le détail, la série monoclinale est affectée d'ondulations et de failles qui perturbent localement la répartition "normale" des couches, notamment au N de Cherbourg.

Les différentes assises jurassiques reconnues en Baie de Seine, principalement le Lias inférieur, le Bathonien et le Jurassique supérieur présentent des faciès identiques à ceux des affleurements côtiers qui se succèdent de l'Hettangien au Kimméridgien entre la région de Valognes - Quinéville et l'Estuaire de la Seine. Cependant, le Lias supérieur et le Bajocien semblent mal représentés à l'E du Massif de Barfleur. Il est vrai que ces couches sont minces en Basse-Normandie et qu'elles ont pu échapper à nos investigations. Il est également possible que des failles prolongeant celles de la Baie des Ve vers le Nord-Nord-Est amènent le Bathonien au niveau du Lias moyen.

En Manche centrale, contrairement à ce qui s'observe à l'E du Cotentin, la base de la série mésozoïque est mal représentée, à l'exception du Lias supérieur qui affleure largement au N et au NW de Cherbourg. Les matériaux du Toarcien et de l'Aalénien présentent des faciès semblables à ceux que l'on connaît dans le Bassin de Sainte-Mère-Eglise ou dans le Bessin. Le Bajocien n'a livré que des indices épars. Le Bathonien est présent plus au Nord. La formation marneuse de base occupe de vastes étendues et, dans cette région, la sédimentation argileuse s'est prolongée plus tardivement que dans le Calvados, les conditions de dépôt s'apparentant ainsi à celles du Dorset.

Ces affinités avec les faciès britanniques se poursuivent dans la partie supérieure du Jurassique. En particulier, certains faciès pélagiques du Kimméridgien de la Manche centrale sont analogues à ceux du SW de l'Angleterre. Les affleurements portlandiens ont également des affinités avec ceux du Boulonnais et du Pays de Bray.

Le Crétacé inférieur n'a livré que des indices épars en Manche centrale. Par contre, le Crétacé supérieur transgressif s'étale largement dans le prolongement des affleurements étendus de la Manche occidentale. Il présente des microfaciès variés : calcaires micrograveleux et biodétritiques, calcaires quartzeux et glauconieux, calcaires crayeux à spicules d'Eponges, craies à

Pithonelles et Bryozoaires, craies fines cryptocristallines à Calcisphaerula, Pithonelles et Foraminifères. Le contenu micropaléontologique permet de les rapporter pour la plupart au Sénonien ou au Maestrichtien. Les assises céno-maniennes et turoniennes n'ont été identifiées qu'au NE de Barfleur et au N de Cherbourg. La glauconie est présente dans les craies sénoniennes, ce qui ne s'observe pas en Normandie où elle caractérise le Cénomaniien.

L'Eocène inférieur affleure au milieu de la Manche centrale. Il est représenté par des dépôts rubéfiés d'origine continentale (Couches de Reading) et par des formations argileuses et sableuses de l'Yprésien : Argiles de Londres et Couches inférieures de Bracklesham.

Le Lutétien inférieur à Nummulites laevigatus (Bruguière) n'est connu que par des indices dispersés. Par contre, le Lutétien terminal affleure de part et d'autre du Raz Blanchart et au NE de Barfleur. Il est composé de calcaires graveleux et de calcaires à Mélobésiées renfermant notamment Alveolina elongata, Alveolina boscii, Asanoïna sp., Kathina ? sp., Halkyardia minima, Fabiana cassis et Gyroïdinella magna.

Les périodes plus récentes ne sont représentées que par de rares vestiges d'origine lacustre ou fluviatile.

CHAPITRE III

L'ECORCHE GEOLOGIQUE et
les traits principaux de
L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE
de la Manche depuis le Trias

Sommaire :

1 - ECORCHE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

11 - Remarques stratigraphiques et tectoniques

111 - En Baie de Seine

112 - En Manche centrale

12 - Principales périodes d'activité tectonique

121 - Les mouvements antérieurs au
Crétacé supérieur

122 - Les mouvements tertiaires

2 - TRAITS PRINCIPAUX DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

POSTHERCYNIEENNE DE LA MANCHE

1. ECORCHE GEOLOGIQUE

L'écorché géologique de la région (fig. 19) a été établi à partir de tous résultats obtenus et des travaux antérieurs. La qualité de l'information est précisée à l'aide de symboles (bed-rock atteint en forage, affleurement rocheux identifié, matériaux non en place mais probablement proches de leur lieu d'origine). Les indications douteuses (galets résistants et roulés par exemple) n'ont pas été mentionnées. Les profils sismiques dont le tracé est porté sur la figure 5 apportent des renseignements précis sur la structure géologique; ils représentent la seule source d'information dans les zones couvertes d'une épaisse couche de sédiments meubles. Les nombreux affleurements identifiés au NE du Cotentin, entre Cherbourg et Saint-Vaast-la-Hougue, m'ont permis de réaliser une cartographie détaillée de cette région côtière présentée à plus grande échelle (fig. 20).

11 - REMARQUES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES

111 - En Baie de Seine

La Baie de Seine est essentiellement occupée par des terrains jurassiques (Bathonien et Jurassique supérieur principalement) qui s'ennoient sous la couverture crétacée discordante au N du parallèle de Barfleur.

A l'E de la Pointe de Saire, les argilites du Trias surmontées par les couches argilo-calcaires de l'Hettangien sont en contact par faille avec le Granite de Barfleur (pl. V, 1). Cet accident dont la direction est probablement sub-méridienne, abaisse le compartiment oriental. Il amène en particulier le Trias, qui couvre de vastes surfaces sur le continent, à la cote - 30. Plus au large, les assises marneuses du Lias, inclinées vers l'Est, sont affectées d'ondulations (pl. V, 2) qui permettent d'expliquer les larges affleurements du Sinémurien dont l'épaisseur est d'une soixantaine de mètres à l'E de Barfleur.

Entre Saint-Vaast-la-Hougue et la Pointe de la Percée (pointe située à l'E de Grandcamp), les deux profils à l'étinceleur réalisés de part et d'autre des Iles Saint-Marcouf mettent en évidence de nombreuses cassures

affectant la couverture secondaire, surtout à l'E de Ravenoville et au NE de la Baie des Veys. Il est possible que ces accidents prolongent:

- les fractures sensiblement perpendiculaires au rivage reconnues dans les rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin (Pareyn et Royant, 1968; Rioult, 1968 a),

- la zone faillée de la Baie des Veys qui affaisse de près de 100 mètres le compartiment bathonien de la région de Grandcamp par rapport au Sinémurien du Bassin de Sainte-Mère-Eglise (1) (Deslongchamps, 1865; Bonissent, 1870). D'après M. Rioult (1968 a), les fractures de cette région s'orientent SW - NE ce qui correspond à l'une des directions tectoniques majeures du Bessin.

La bande de terrains primaires probablement orientée E - W et jalonnée par les Iles Saint-Marcouf est bordée de failles. De part et d'autre les assises de Lias présentent un pendage opposé : composante S au Sud et N au Nord. Mise à part cette bande de terrains primaires, le substratum rocheux de la partie sud-ouest de la Baie de Seine est principalement formé de Lias inférieur et de Bathonien. Cette région correspond donc aux prolongements sous-marins du Bassin de Sainte-Mère-Eglise et du Bessin (fig. 19). Elle diffère du Bassin de Carentan situé au Sud-Ouest, caractérisé par une marquetterie de dépôts variés appartenant au Permo-Trias, au Lias, au Crétacé (Cénomaniens et Maestrichtien), au Tertiaire (Lutétien, Sannoisien, Helvétien, Pliocène) et au Quaternaire.

Au N du Bessin et de la Campagne de Caen, le Jurassique moyen, incliné en moyenne de quelques degrés vers le Nord-Est, est affecté de nombreuses petites failles et localement d'ondulations à grand rayon de courbure (pl. V, 3 et 4). Ces accidents évoquent ceux qui ont été relevés dans la région côtière, entre Grandcamp et Ouistreham (Deslongchamps, 1865; Bigot, 1904 et 1927; Guillaume, 1927; Mercier, 1932; Dangeard, 1951). Leur direction est souvent WNW-ESE, c'est-à-dire celle des synclinaux primaires dans le Calvados.

Au large de Saint-Aubin-sur-Mer, on observe une brusque déviation vers l'Ouest des assises du Bathonien supérieur et du Callovo-Oxfordien au contact desquelles s'est établie la paléovallée de la Seine (fig. 19). La région est affectée de failles à faible rejet, mais les contours des affleurements jurassiques semblent principalement résulter de modifications relatives à la

(1) Ces failles, masquées par des dépôts récents, ne sont pas portées sur les cartes géologiques.

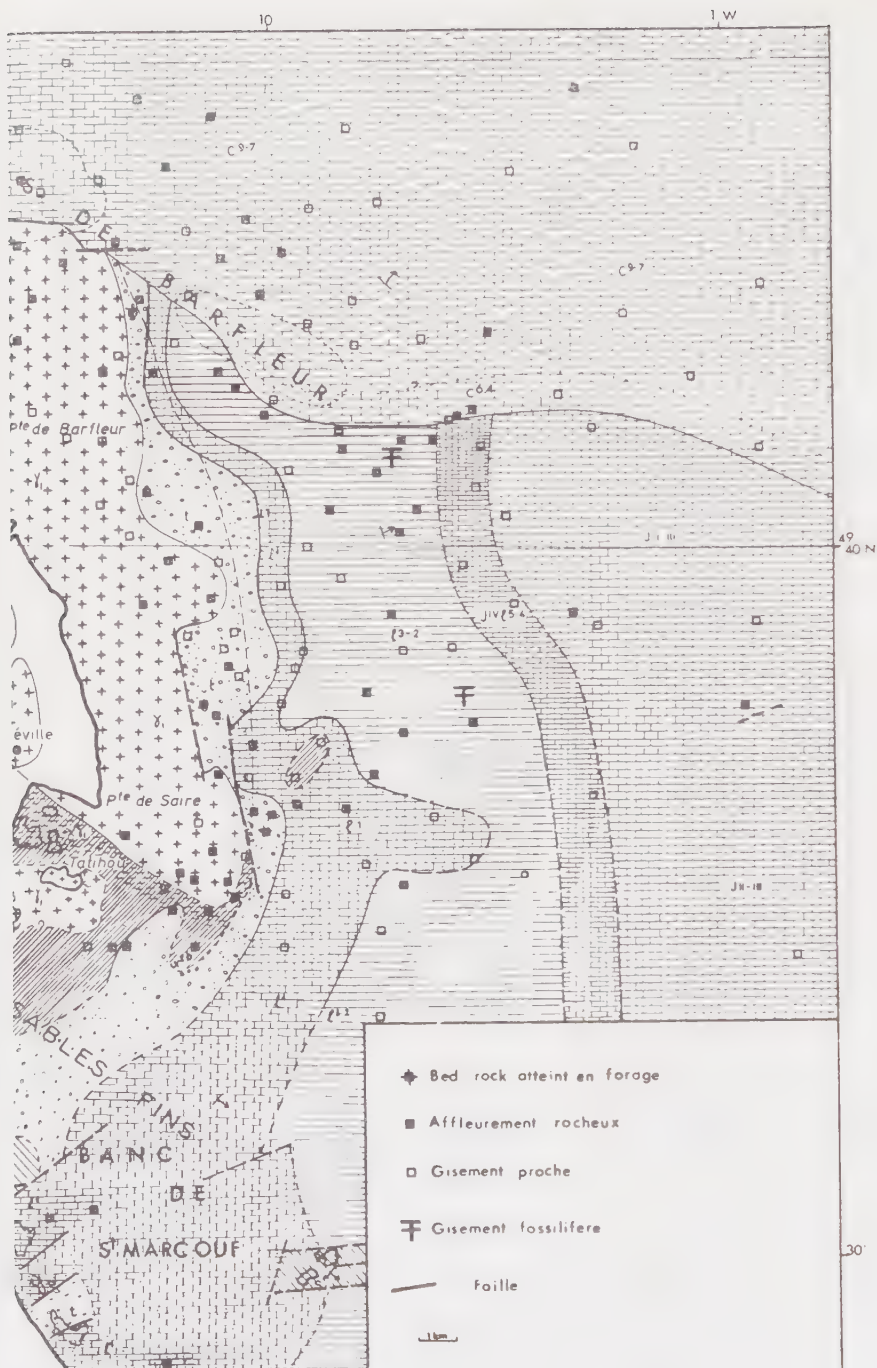


	Quaternaire		Jurassique inférieur
	Tertiaire		Trias
	Crétacé sup.		Dévonien-Silurien-Ordovicien
	Crétacé inf.		Cambrien
	Jurassique supérieur		Précambrien et schistes épi-métamorphiques
	Jurassique moyen		Roches endogènes et cristallophylliennes
	Gisement fossilifère		Affleurement rocheux
	Bed rock atteint en forage		Gisement proche
	Faïlle		Pendage des couches





Fig. 20 - CARTE GÉOLOGIQUE SOUS-MAR



	Quaternaire
	C9-7 Senonien - Maestrichtien
	C6-4 Cénomanien - Turonien (probable)
	Ja. Bathonien moyen

Le Massif de Barfleur présente 2 parties

- A l'W: Granite à gros grain
- A l'E: Granite porphyroïde et Granite à grain fin

INE au NE du COTENTIN

direction et au pendage des couches.

Les campagnes de prospection sismique réalisées dans la partie orientale de la Baie de Seine pour les Services du Port Autonome du Havre indiquent un léger pendage du Jurassique supérieur vers le Nord-Nord-Est et mettent en évidence des bombements locaux et des failles, le plus souvent à faible rejet (Guyader, 1968). Ces accidents prolongent sous la mer le champ faillé de la Basse Seine sur lequel s'est imprimé le réseau hydrographique. A ce sujet, on remarque un changement de direction de la paléovallée de la Seine, au N de Ouistreham, dans le prolongement de la faille de Villers-sur-Mer, orientée ESE-WNW (fig. 19).

112 - En Manche centrale

Les profils à l'étinceleur révèlent qu'au large du Cotentin (pl. VI, VII et VIII, 1) les déformations de la couverture post-hercynienne (nombreuses failles, plis plus ou moins amples) sont plus accusées qu'en Baie de Seine ou que dans le Calvados. Elles évoquent les accidents connus dans le Boulonnais ou dans le S de l'Angleterre. On relève principalement du Sud au Nord (fig. 19) :

- une faille F 1 (pl. VIII, 1) située à environ 5 milles de la Hague. Elle amène le Crétacé supérieur sensiblement horizontal (compartiment sud) au niveau du Lias moyen (compartiment nord) qui se rattache au monoclinale jurassique à pendage nord situé au large du Cotentin. Il est possible qu'elle se prolonge loin vers l'Est par une faille (F' 1) mettant en contact, au N de la Baie de Seine, le Crétacé supérieur ou l'Eocène avec différents termes du Jurassique (Lapierre, Robert et Ville, 1970 a). Il est logique de penser que ce grand accident est jalonné au N du Cotentin par les fractures situées au voisinage du contact entre le socle armoricain et la couverture secondaire. L'enregistrement sismique réalisé sur la partie immergée du Massif de Barfleur donne un exemple de ces relations tectoniques entre le socle et sa couverture (pl. VI, 2). La présence de ces accidents peut expliquer la rareté des affleurements de Trias et de Lias inférieur au N de la presqu'île.

- un pli à grand rayon de courbure, dissymétrique, allongé d'Ouest en Est au voisinage de 50° 10' N (pl. VII, 2). La succession stratigraphique comporte des faciès crayeux sénoniens et maestrichtiens auxquels se superpose une série éocène : couches rouges d'origine continentale, assises argilo-sableuses de l'Yprésien (lambeaux lutétiens?).

- une grande faille F 2 (pl. VII, 3 et fig. 21 B), de direction sensiblement E-W, située au voisinage du parallèle 50° 14' N. Elle traverse toute la région étudiée au voisinage et se prolonge aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest (Lapierre, Robert et Ville, 1970 a). Au N du Cotentin, elle met en contact les couches à pendage nord du Kimméridgien-Portlandien (compartiment nord) et les assises éocènes signalées ci-dessus (compartiment sud). Localement, un dédoublement de la faille amène probablement le Maestrichtien à l'affleurement entre les deux principaux compartiments. Le rejet s'atténue vers l'Est de telle sorte que le Wealdien vient au niveau de l'Eocène, voire même du Crétacé supérieur (Lapierre, Robert et Ville, 1970 a).

D'après les enregistrements sismiques, chacun des accidents F 1 et F 2 correspond à un ensemble de fractures qui forment une zone faillée de plusieurs centaines de mètres de large (pl. VII, 3 et pl. VIII, 1). Dans les deux cas, le compartiment méridional est affaissé.

En outre, au N du Cotentin, la couverture secondaire est affectée de nombreuses failles à plus faible rejet (pl. VII, 1) et localement d'ondulations assez serrées (pl. VI, 1). Ces déformations sont probablement responsables des anomalies décelées dans la succession des étages : Bajocien mal représenté, affleurements portlandiens compris entre deux compartiments de Kimméridgien. Les principales fractures s'orientent autour de la direction Est-Ouest qui est voisine de celle des plis hercyniens dans l'E du Massif Armoricain. Cette direction Est-Ouest est également celle des plis et des failles qui affectent la couverture secondaire et tertiaire dans le S de l'Angleterre (Bennissou et Wright, 1969). Il existe aussi des dislocations transversales :

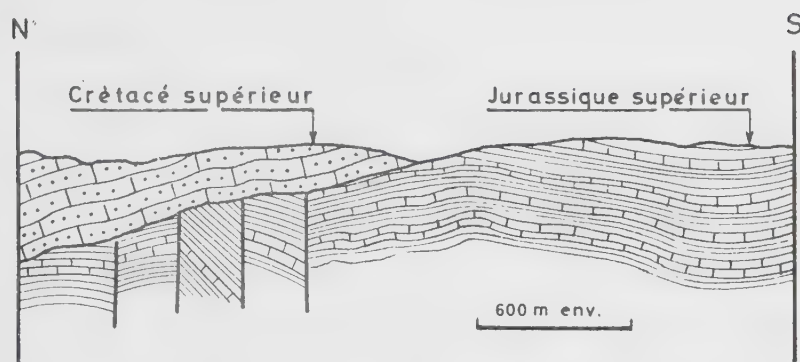
- décrochement de Beaumont qui limite l'Anse de Cherbourg à l'Ouest et qui interrompt la bande de terrains paléozoïques mise en évidence au large de l'Anse Saint-Martin (fig. 19),

- polyclase de Néville qui sépare le Massif de Barfleur en deux parties nettement distinctes (fig. 20).

Tous ces accidents compartimentent la couverture posthercynienne. Ils correspondent vraisemblablement aux réajustements du socle ancien.

Fig. 21 - Les DÉFORMATIONS TECTONIQUES de la COUVERTURE POSTHERCYNIEENNE

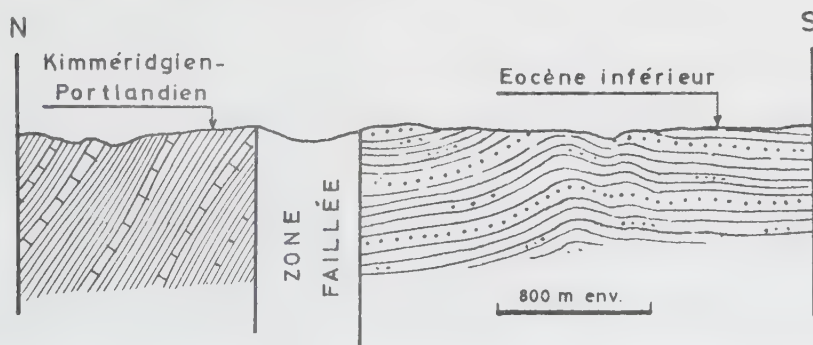
1- MOUVEMENTS ANTE-CRETACE SUPERIEUR



MANCHE CENTRALE (au N du Cap de la Hague, au voisinage du 50^e parallèle) :

Discordance du CRÉTACÉ SUP. (craie glauconieuse et quartzeuse probablement cénomanienne) sur le CALLOVIEN - OXFORDIEN faillé (faciès marneux)

2- MOUVEMENTS TERTIAIRES



MANCHE CENTRALE (au N du Cap de la Hague, entre 50°10' et 50°13'N)

Faïlle mettant en contact le KIMMÉRIDIEN-PORTLANDIEN (argiles et marnes) incliné vers le Nord et l'ÉOCÈNE INFÉRIEUR (argiles et sables probablement yprésiens)

(D'après profils à l'Étinceleur réalisés sous la direction du Centre National pour l'Exploitation des Océans)

12 - PRINCIPALES PERIODES D'ACTIVITE TECTONIQUE.

En Manche centrale, les enregistrements sismiques permettent de distinguer d'une part des mouvements anté-Crétacé supérieur, d'autre part des mouvements tertiaires (pl. VI, 2 et 3; pl. VII, 1, 2 et 3; pl. VIII, 1 et fig. 21).

121 - Les mouvements anté-Crétacé supérieur.

Au N du Cotentin, au voisinage du 50° parallèle, le Crétacé supérieur repose en discordance angulaire sur le Jurassique supérieur faillé, parfois même plissé (pl. VII, 1 et fig. 21 A). Cette structure correspond à des mouvements plus accusés que ceux qui ont été décrits en Normandie : simple bombement des terrains jurassiques, discordance angulaire Crétacé-Jurassique de quelques degrés (Lennier, 1860; Dangeard, 1951; Guyader, 1968). Ils évoquent plutôt ceux du Boulonnais dont la datation est basée sur la superposition des assises déformées du Jurassique supérieur s'achevant par le Purbeckien et des argiles wealdiennes non affectées. Ces derniers accidents sont rapportés au Jurassique terminal ou au Crétacé tout-à-fait inférieur (Pruvost et Pringle, 1924; Pruvost, 1925). Désignés sous le nom de "mouvements boulonnais" (Pruvost, 1921), ils ont provoqué, dans le N de la France, la formation de plis anticlinaux, souvent faillés, sensiblement parallèles aux accidents du socle ancien.

Les déformations relevées en Manche centrale s'inscrivent entre le Jurassique supérieur (Oxfordien sur le profil sismique reproduit sur la planche VII, cliché 1) et le Crétacé supérieur comportant probablement du Cénomani à la base (fig. 21 A). Certaines d'entre elles sont vraisemblablement contemporaines des mouvements boulonnais, mais sans doute ne faut-il pas envisager une seule période d'activité tectonique. Des mouvements pré-albiens affectant les couches wealdiennes ont été mis en évidence dans le Dorset (Phillips, 1964). Par ailleurs, les résultats de l'exploration intensive du Bassin de Paris par les sociétés pétrolières soulignent le caractère synsédimentaire des grandes failles qui affectent les terrains jurassiques rencontrés en sondages (Héritier et Villemin, 1970). Dans ces conditions, il est difficile de conclure avec précision sur l'âge des accidents antérieurs au Crétacé supérieur.

122 - Les mouvements tertiaires.

En Manche centrale, les mouvements tertiaires dont l'action est bien connue dans les régions périphériques, marquent leurs effets de la manière suivante :

- disposition en synclinal des couches du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur au voisinage du parallèle $50^{\circ} 10' N$ (pl. VII, 2),

- Crétacé supérieur faillé, localement déformé, reposant en discordance sur le socle armoricain au N du Massif de Barfleur (pl. VI, 2),

- failles F 1, F'1 et F 2 mettant respectivement en contact le Crétacé supérieur et le Lias (pl. VIII, 1), le Crétacé supérieur ou l'Eocène avec le Jurassique moyen ou supérieur, l'Eocène inférieur et le Jurassique supérieur (pl. VII, 3 et fig. 21 B).

- Crétacé supérieur porté à une cinquantaine de mètres d'altitude dans le Cotentin (région de Flamanville) alors qu'à la périphérie de la presqu'île il affleure entre - 30 et - 60 m (fig. 19).

Dans l'ensemble, ces déformations sont peu accusées, comparées à celles qui s'observent dans l'Ile de Wight où l'Eocène est redressé à la verticale. Elles se superposent parfois aux accidents affectant le Jurassique (pl. VII, 1).

Les mouvements considérés affectent les couches les plus récentes identifiées dans le périmètre étudié (Lutétien supérieur). Je n'ai pas relevé de discordance angulaire entre le Crétacé supérieur et l'Eocène contrairement à ce qui a été signalé en Manche occidentale (Curry, Hamilton et Smith, 1970). On peut penser que les déformations mises en évidence en Manche centrale sont contemporaines de celles qui sont connues dans les régions voisines. Les principaux résultats acquis à ce sujet sont les suivants:

Dans l'Ile de Wight, il n'y a aucune évidence d'une activité tectonique synchrone des dépôts paléogènes, les accidents sont rapportés au Miocène (Curry, 1968). Il en est de même pour toute la partie méridionale de l'Angleterre (Bennisson et Wright, 1969). D'après C. Pomerol (1967), des mouvements épirogéniques ont affecté le Bassin de Paris au cours du Paléogène, au Miocène supérieur et au Pliocène qui est l'époque du rajeunissement structural du bassin. Une néotectonique a même été décelée dans le Pays de Bray (Graindor, 1964; Blondeau, Cavelier et Pomerol, 1965). De son côté, G. Denizot (1970), dans le Nord et l'Ouest du Bassin de Paris, distingue une phase de forte activité tectonique à la fin de l'Eocène et une épirogénèse à la fin du Néogène. En Bretagne, on connaît des phases prémonitoires antérieures à l'Helvétien mais les mouvements majeurs datent de la fin du Miocène. Ils se sont prolongés au Pliocène par le jeu de certains voussoirs (Durand, 1960). Quant à la Normandie, elle a connu une histoire comparable à celle de la Bretagne marquée de fortes déformations à la

fin du Miocène ou au début du Pliocène (Elhaï, 1963; Pellerin, 1967).

A la lumière de ces résultats on peut conclure, pour les fonds de la Manche, à une activité tectonique s'exerçant à diverses époques du Tertiaire, principalement au voisinage de la limite Mio-Pliocène.

EN RESUME :

Les caractères tectoniques et structuraux de la Baie de Seine prolongent ceux que l'on connaît en Normandie : style monoclinal avec ondulations et failles généralement à faible rejet. Les déformations sont plus accentuées en Manche centrale où elles évoquent celles du S de l'Angleterre et du Boulonnais. Les profils sismiques révèlent l'existence d'importants mouvements antérieurs à la transgression crétacée dont les dépôts reposent en discordance angulaire sur le Jurassique. Ces mouvements sont difficiles à dater avec précision. Ils peuvent être rapprochés de la phase boulonnaise de plissement, mais il est possible qu'ils soient en partie synsédimentaires. On trouve également les marques d'une tectonique tertiaire dont les manifestations les plus importantes se placent vraisemblablement à la fin du Miocène ou au début du Pliocène d'après les résultats acquis dans les régions périphériques. Les accidents sont calqués sur les structures hercyniennes et, dans certains cas, on peut penser qu'ils ont rejoué à différentes époques dans des sens opposés. Par exemple, la partie orientale du Massif de Barfleur actuellement affaissée par rapport à la partie occidentale (p. 38) n'a plus de couverture triasique par opposition aux compartiments adjacents. Les terrains crétacés et tertiaires sont également absents. On y trouve par contre des dépôts d'âge quaternaire (fig. 19 et 20).

2. TRAITS PRINCIPAUX de L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE POSTHERCYNIEENNE de la MANCHE⁽¹⁾

Les reconstitutions paléogéographiques de la région étudiée

- (1) Plus exactement, il s'agit du domaine occupé actuellement par la Manche. Pour alléger le texte, cette précision ne sera pas toujours donnée.

Cette étude se base sur les reconstitutions paléogéographiques publiées par R. Abrard (1950 a et 1950 b); J. Aubouin, R. Brousse et J.P. Lehman, (1968); G.M. Benisson et A.E. Wright (1969); G. Denizot (1957); S. Durand (1960); M. Gignoux (1960); M.J. Graindor (1962); P. Kaye (1966); P. Lemoine (1911); C. Pomerol (1967); M. Rioult (1968 a et 1968 b); N. Théobald et A. Gama (1969); L.J. Wills (1951).

peuvent être envisagées qu'en examinant parallèlement les résultats acquis dans les régions périphériques. L'étude portera donc sur la totalité du domaine occupé aujourd'hui par la Manche, domaine que je replacerai dans son cadre paléogéographique tout au long des temps secondaires et tertiaires.

Au *TRIAS*, la région se rattache au continent Nord-Atlantique qui occupe le NW de l'Europe. Les reliefs hercyniens sont partiellement détruits et, dans les dépressions, s'accumulent des dépôts continentaux rouges à la suite des sédiments permiens dont il est souvent difficile de les séparer. Ces formations qui affleurent largement dans le SW de l'Angleterre et à la périphérie du Bassin de Paris, en particulier dans le Bassin de Carentan, ont été identifiées avec le même faciès en Manche, en bordure du Cotentin d'une part (p. 45), au S de la Cornouaille britannique d'autre part (Dangeard, 1928; Curry, Hamilton et Smith, 1970). Au cours de cette période, la mer venue du Sud-Est ne s'est guère avancée au-delà de Paris (région de Vernon atteinte au Keuper d'après J. Ricour, 1959).

Au *JURASSIQUE*, la mer venant à la fois de la Mésogée et de la Mer boréale s'avance sur les parties affaissées du socle hercynien localement recouvert de dépôts permo-triasiques. Un Bassin anglo-parisien se constitue dès le Lias inférieur entre l'Ardenne et le Boulonnais d'une part, le Massif Central, le Massif Armoricaïn, la Cornouaille britannique et le Devon d'autre part. Les faciès littoraux que l'on observe en bordure de ces massifs anciens sont l'indication de rivages peu éloignés de la limite actuelle des affleurements. La mer se maintient à peu près dans la totalité du bassin jusqu'à l'Oxfordien supérieur avec des alternatives de petites transgressions et régressions généralement localisées. En Normandie par exemple, la mer pénètre dans les dépressions du Cotentin par le Nord-Nord-Ouest. Puis, contournant les reliefs armoricains par l'Est, elle submerge l'ensemble de la bordure orientale du massif ancien au Pliensbachien. La transgression est portée à son maximum au Bathonien moyen (Riout, 1968 b). C'est également à cette époque que la mer envahit le Boulonnais, en relation semble-t-il avec le soulèvement du Massif Vosges-Forêt-Noire (Abrard, 1950 b). Amorcée à la fin de l'Oxfordien, la régression s'accentue au Kimméridgien puis au Portlandien. Dans la partie occidentale du bassin, les eaux se retirent vers l'Est (fig.22.1). L'émersion semble complète à la fin du Portlandien.

Dès le Sinémurien (voire même l'Hettangien), le Bassin anglo-parisien se prolonge en Manche occidentale où des affleurements de Lias inférieur ont été identifiés au S d'Eddystone (R.H. Worth, 1908; L. Dangeard,

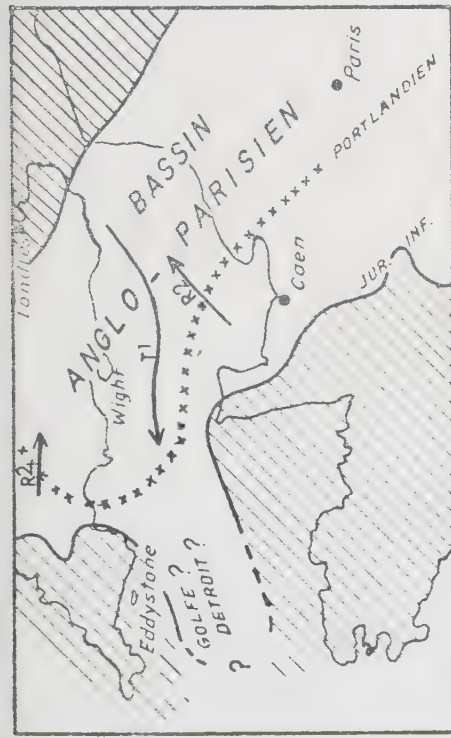
1928). Depuis H. Douvillé (1903), on parle couramment de "trouée de la Manche" pour désigner, à partir du Lias, une communication entre le Bassin anglo-parisien et le Bassin d'Aquitaine, contournant le Massif Armoricaïn. Mais cette liaison par la Manche, au Lias, n'est pas prouvée. Le problème est d'autant plus ardu que les deux bassins communiquent par le détroit du Poitou à partir du Plienbachien supérieur et que les relations géographiques entre les régions armoricaines et ibériques se sont profondément modifiées depuis le Jurassique avec la formation du Golfe de Gascogne par séparation progressive du craton arveno-armoricaïn et du craton ibérique. Deux hypothèses peuvent être envisagées (fig. 22. 1) :

- golfe du Bassin anglo-parisien s'avancant vers l'Ouest au S de la Cornouaille britannique,
- détroit assurant la communication entre le Bassin anglo-parisien d'une part, un bassin occidental d'autre part, bassin auquel pourraient se rattacher les séries jurassiques du Portugal.

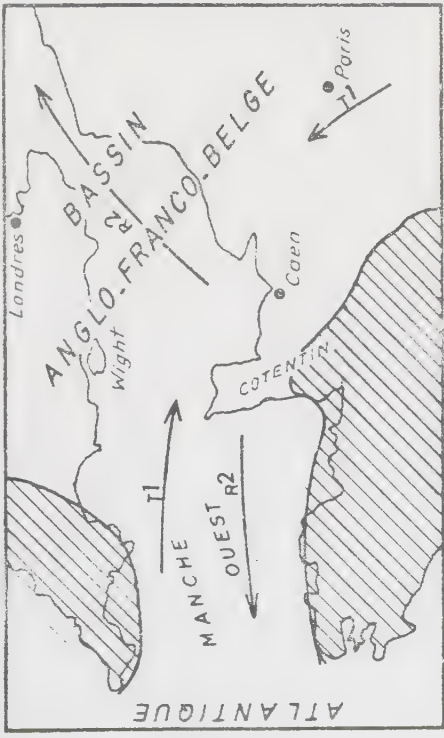
D'après M. Rioult (1968 a et b), les caractères lithologiques et paléontologiques des échantillons liasiques récoltés au S d'Eddystone sont en faveur de la seconde hypothèse. Indépendamment de ce problème, dans le bloc hercynien Armorique-Cornouaille britannique, la partie submergée au Jurassique inférieur entre Eddystone et les Iles anglo-normandes représente l'amorce de la Manche occidentale. Cette zone de subsidence déjà marquée au Trias (un peu plus au Nord semble-t-il d'après les affleurements actuels) est sensiblement parallèle aux structures hercyniennes. Elle peut également être mise en relation avec la bande d'anomalies magnétiques positives qui traverse la Manche occidentale du Nord-Est au Sud-Ouest (voir Carte magnétique de la France au 1/1 000 000, feuille nord).

Le Bathonien a été identifié au NW de l'Ile de Guernesey, dans la Fosse centrale et sur ses bords (Curry, Hamilton, Smith, 1970; Andreieff et Lefort, 1971). Les gisements reconnus jusqu'à présent sont en retrait par rapport à ceux du Jurassique inférieur. En outre, la présence de faciès gréseux est à souligner par rapport aux formations marneuses affleurant plus à l'Est, à l'extrémité de la Fosse centrale (p. 57).

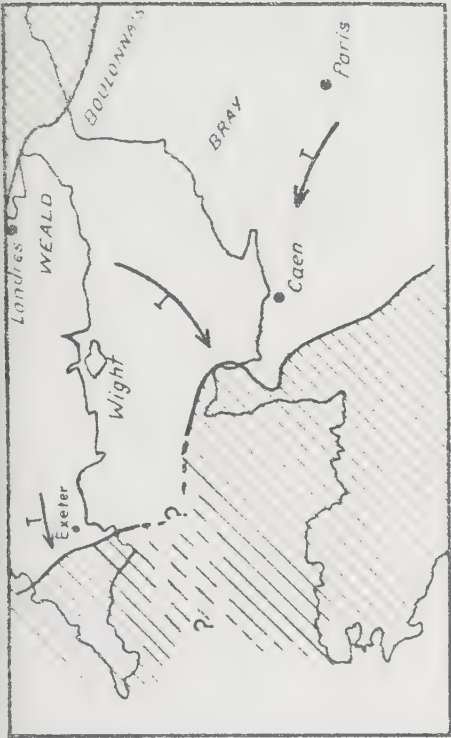
En Manche occidentale, la série jurassique s'achève avec le Callovien récemment découvert au NW des Iles anglo-normandes (Andreieff et Lefort, 1971). Par contre, le Jurassique supérieur est bien représenté en Manche centrale où l'émersion ne s'est produite qu'à la fin du Portlandien (assises portlandiennes s'achevant par des faciès lacustres purbeckiens mis



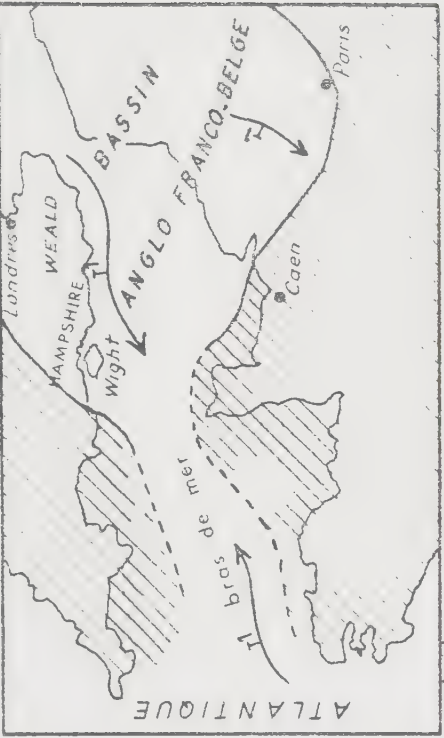
1 - JURASSIQUE (Fin Jurassique-début Crétacé)
 Lias inf. (Fin Jurassique-début Crétacé)
 Portlandien



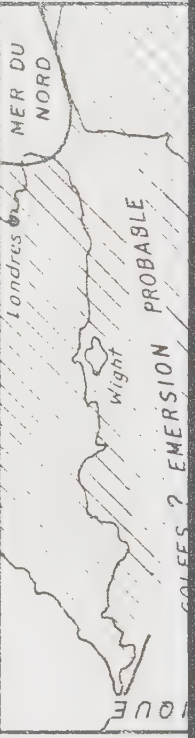
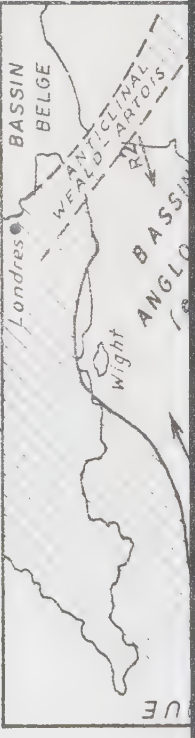
2 - ALBIEN SUP.
 Lias inf. (Fin Crétacé-début Tertiaire)



3 - CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (Sénonien)



4 - CUISIEN - LUTÉTIEN INF.



en évidence près de la Fosse médiane : p. 61). Dans le domaine occupé aujourd'hui par la Manche, les eaux se sont donc retirées d'Ouest en Est à partir du Bathonien (peut-être même du Lias terminal), à la manière du mouvement régressif mis en évidence dans les bassins adjacents (fig. 22.1).

Au *CRETACE INFERIEUR*, après une longue période d'émersion marquée par le dépôt de sables et d'argiles désigné sous le nom de "faciès wealdien", les mers épicontinentales venant des régions boréales et alpines envahissent de nouveau le continent Nord-Atlantique.

Dès le Valanginien la mer recouvre la partie sud-orientale du Bassin de Paris puis, peu à peu, elle s'avance vers le Nord-Ouest. A l'*APTIEN*, la communication entre les régions septentrionales et méditerranéennes paraît établie par l'intermédiaire d'un bras de mer traversant en écharpe le Bassin de Paris (Abrard, 1950 b) et couvrant la Manche orientale. Cette liaison est jalonnée par des gisements rapportés aux "Lower Greensand" mis en évidence au S de l'Ile de Wight et au large du Cap d'Antifer (Dangeard, 1928; King, 1954; Curry, 1962 et p. 63).

Le mouvement transgressif s'accroît à l'*ALBIEN*. Il est logique de penser qu'à cette époque la mer couvre la Manche orientale (1) compte tenu de la similitude des faciès reconnus sur ses deux rives (Destombes, 1958; Rioult, 1961 a). La correspondance est particulièrement étroite entre les dépôts albiens du Boulonnais et du Bassin de Folkestone d'une part, ceux de la région havraise et des bassins du Devon, du Dorset, de l'Ile de Wight, du Sussex et du Hampshire d'autre part. En Normandie, l'Albien supérieur s'étend jusque dans le Cotentin et recouvre l'axe du Merlerault (Rioult, Pellerin et Juignet, 1966; Juignet, 1970b). L'amincissement des dépôts d'Est en Ouest s'accompagnant de faciès de plus en plus détritiques permet de cerner la ligne de rivage. L'Albien est également transgressif dans le S de l'Angleterre où les faciès sableux des "Upper Greensand" ont été identifiés sur la bordure orientale de la Cornouaille, dans la région d'Exeter.

Des indices de sédiments albiens ont été trouvés en Manche centrale à une trentaine de milles au N de Cherbourg jalonnant la limite Jurassique supérieur - Crétacé crayeux (p. 63). Par contre, ces dépôts n'ont pas été signalés plus à l'Ouest en Manche occidentale (2). La transgression

- (1) Des formations apto-albiennes ont été récemment identifiées au large du Cap d'Antifer (Guyader et Lapierre, 1971).
- (2) Dans cette région on ne connaît pour le moment que le Crétacé inférieur à faciès wealdien récemment identifié par l'étude de la microflore, d'une part au large d'Ouessant (Barthe, Boillot et Deloffre, 1967), d'autre part au SW de la Fosse centrale (Curry, Hamilton et Smith, 1970).

albiennaise a progressé d'Est en Ouest et il est possible que le domaine actuellement occupé par la Manche occidentale soit resté émergé. Pourtant, d'après P. Allen (in King, 1954), certains caractères faunistiques des "Lower Greensand" indiquent déjà une communication entre le S de l'Angleterre et la Péninsule ibérique par l'intermédiaire d'un bras de mer traversant la Manche. Cette liaison demeure encore hypothétique, il semble qu'à l'Albien la mer ne s'est guère avancée au-delà d'une ligne joignant l'E du Cotentin à la région d'Exeter (fig. 22-2).

Au CÉNOMANIEN la mer couvre toujours la partie orientale de la Manche. Des dépôts glauconieux attribués à cet étage ont été reconnus au NW du Cap d'Antifer et en Manche centrale, à l'E et au NE de la Pointe de Barfleur (Guyader et Lapierre, 1971; Monciardini, in Norois, 1971 et p. 75). Le Céno-manien a également été identifié au NW de Brest (marne sableuse et glauconieuse à Rotalipora appennica (Renz) : Andreieff, Bouysse, Horn et Monciardini, 1970) et au large des Iles Scilly (Curry, Hamilton et Smith, 1970). Mais actuellement, en Manche occidentale, il n'y a aucun gisement intermédiaire déterminé avec certitude. D. Curry, D. Hamilton et A. Smith (1970) adoptent le plus souvent l'hypothèse d'un horizon condensé Céno-manien-Coniacien pour des sédiments détritiques sous-jacents à la craie santoniennne. Au N du Cotentin des calcaires gréseux et glauconieux (station 317, p. 70) ont été attribués au Sénonien inférieur et, en l'absence de documents paléontologiques, il est difficile de conclure à l'immersion partielle ou à l'émersion de la Manche occidentale au Céno-manien. Sur le continent les couches s'amincissent vers l'Ouest, la présence de faciès sableux ou gréseux dans le Col du Cotentin comparés aux faciès crayeux du Pays d'Auge ou du Pays de Caux indique vraisemblablement la proximité du rivage. Au total, la répartition des dépôts et l'évolution de leur faciès d'Est en Ouest rappellent les résultats acquis pour l'Albien supérieur.

L'emplacement de la communication entre le Bassin d'Aquitaine et le Bassin de Paris permettant la migration d'espèces méditerranéennes vers le Nord, au Céno-manien inférieur, a soulevé certaines controverses (Abrard, 1929 a, 1929 b; Welsch, 1929). Le détroit du Poitou n'est pas encore ouvert. Pour R. Abrard, les Orbitolina concava (Lamk.) présentes dans le Bassin de Paris et dans le S de l'Angleterre ont migré par la trouée de la Manche. Mais aujourd'hui, l'hypothèse de cette voie de pénétration par la Manche ne s'impose plus étant donné que la communication entre Bassin de Paris et Bassin d'Aquitaine a pu s'établir par la Vendée et la Basse-Loire (Juignet, 1969)

Dans ces conditions, l'émersion de la Manche occidentale n'est pas inconcevable. Si l'hypothèse d'une jonction entre le Bassin anglo-parisien et les bassins occidentaux vient à se vérifier, on ne pourra envisager, sur la partie ouest de la Manche que la présence d'un bras de mer peu profond, caractérisé par une sédimentation lente, à dominante détritique et glauconieuse.

Dans l'Ouest de la France, la tendance régressive relevée au Cénomanién inférieur se renverse au *TURONIEN* mais les dépôts de cet étage ne débordent pas les terrains cénomaniens (Juignet, 1970 b). Il en est vraisemblablement de même dans le domaine occupé aujourd'hui par la Manche où la répartition des gisements rapportés au Turonien (Manche orientale : Monciardini, in Norois, 1971 et entrée de la Manche : Curry, Hamilton et Smith, 1970) suit approximativement celle des gisements cénomaniens.

C'est au *SENONIEN* (probablement au voisinage de la limite Santonien-Campanien) que la transgression crétacée atteint son maximum. A cette époque, la mer occupe encore entièrement le Bassin de Paris et la transgression entame fortement les massifs hercyniens périphériques. Dans le Massif Armoricaïn, des lambeaux de craie sénonienne ont été signalés sur la côte nord de la Bretagne, en contact direct avec le socle ancien (Bourcart, 1945 a et b; Deunff, 1953). De même, dans le N du Cotentin, les auteurs ont attiré l'attention depuis longtemps sur l'abondance des éléments résiduels provenant du Crétacé supérieur (Bonissent, 1870; Vieillard et Dollfuss, 1875; Bigot, 1901). En Manche occidentale, la craie blanche sénonienne affleure très largement, notamment entre la Fosse centrale et les côtes anglaises (Whittard, 1962; Boillot, 1964; Curry, Hamilton et Smith, 1970). Des gisements de craie sénonienne ont également été reconnus dans le Golfe normand-breton, près des Iles Chausey (Graïndor et Marie, 1959) et au voisinage des Iles anglo-normandes (Hommeril, 1967 a). Les nombreux affleurements identifiés en Manche centrale se rapportent pour la plupart au Sénonien et au Maestrichtien (p. 74). Ebauchée au Lias, voire au Trias, la Manche occidentale apparaît donc nettement au Crétacé supérieur avec des contours débordant les rivages actuels. En Manche centrale et occidentale, les faciès glauconieux et détritiques qui "montent" jusqu'à dans le Santonien, et même dans le Campanien (mimant à s'y méprendre les faciès du Cénomanién normand), soulignent le caractère transgressif du Sénonien. A cette époque, la Manche occidentale assure la communication du vaste bassin anglo-franco-belge avec l'Océan Atlantique largement ouvert désormais (fig. 22-3).

Dans le Bassin de Paris, les derniers dépôts crétacés appar-

tiennent au Campanien supérieur (Craie à Belemnitella mucronata), le Maestrichtien manque (Pomerol, 1967). Cet étage est peu représenté en Angleterre où la succession stratigraphique est analogue à celle du Bassin de Paris. Par contre, le Maestrichtien a été identifié en Manche centrale et dans le Cotentin, il consiste en craies blanches cryptocristallines, localement en calcaires biodétritiques à Baculites anceps (Lamk.). Dans ces régions, la partie terminale des formations de Maestricht (niveaux Mc et Md) n'a pas été retrouvée. En Manche occidentale, la série crétacée s'achève par des dépôts crayeux attribués au Maestrichtien supérieur sur lesquels reposent en concordance des biocalcarénites daniennes (Curry, Hamilton et Smith, 1970). L'ensemble de ces résultats suggère qu'à la fin du Crétacé la mer s'est retirée vers le Nord-Est d'une part (bassins dépendants de la Mer boréale : Maestricht, Danemarck), vers l'Atlantique d'autre part. La régression par la Manche occidentale en direction de l'Atlantique est comparable à celle qui, à la même époque, affecte le Golfe pyrénéo-provençal. C'est l'un des faits marquants de la paléogéographie du Crétacé supérieur pour les bassins sédimentaires bordant l'Atlantique du Nord-Ouest.

Au Crétacé supérieur, l'évolution paléogéographique du Col du Cotentin est calquée sur celle de la Manche occidentale. Dans cette région on relève un mouvement transgressif au Maestrichtien (dépôt du Calcaire à Baculites) alors que la mer se retire du Bassin anglo-parisien.

Dans le Bassin de Paris, les renseignements sur la longue période qui s'étend du Campanien supérieur au Thanétien sont encore fragmentaires. L'hypothèse de l'existence d'une région basse, pouvant être occupée par un immense lac, n'est pas à exclure (Blondeau, Cavelier, Mégnien et Pomerol, 1968). Cependant, au Dano-Montien, une partie de la région est envahie par la mer où se dépose un calcaire organogène à Lithothamniées encroûtantes (calcaire dit "pisolithique"). Dans l'état actuel de nos connaissances, nous n'avons aucune information nous permettant de suivre l'extension de cette mer vers le Nord-Ouest (Baie de Seine, Manche centrale).

Le Bassin anglo-franco-belge se reconstitue à l'*EOCENE INFÉRIEUR* mais ses dimensions sont moindres qu'au Crétacé supérieur. Il ne communique plus vers le Sud avec les dépendances de la Mésogée, son individualisation est donc plus poussée qu'au Crétacé.

Le *THANETIEN SUPÉRIEUR* vient d'être identifié au N de la Bretagne, à l'extrémité orientale du large synclinal crétacé-tertiaire occupant l'entrée de la Manche (Andreieff et Lefort, 1971). Il est possible que cette région ait été localement le siège d'une sédimentation continue du Crétacé

au Tertiaire. Le Thanétien n'a pas été reconnu dans la partie est de la Manche occidentale, ni en Manche centrale. Dans le Bassin de Paris, la transgression venue de la Mer boréale ne s'avance qu'à la partie supérieure de l'étage. La large ouverture du golfe parisien vers le Nord se traduit par la présence d'une faune marine aux affinités septentrionales (Pomerol, 1967). Ces caractères et la répartition des gisements ne sont pas en faveur d'une communication, au Thanétien supérieur, entre le Bassin anglo-parisien et le bassin occidental, dépendance de l'Atlantique. Cependant, P. Andreieff souligne les affinités du matériel récolté à l'Ouest avec les dépôts du Bassin de Paris (Andreieff et Lefort, 1971). Telles sont les données du problème en l'état actuel de nos connaissances.

Les dépôts sableux, argileux, parfois coquilliers, laissés par la mer *YPRESIENNE* entre Cherbourg et l'Ile de Wight présentent beaucoup d'affinités avec les formations synchrones du S de l'Angleterre (Curry, 1962). Plus à l'Est, des assises argilo-sableuses et glauconieuses (Formation de Varengueville) affleurent dans la région dieppoise à l'emplacement d'un ancien golfe ouvert vers le Nord. Exposées dans les falaises du Cap d'Ailly (Bignot, 1962 et 1965), elles ont été récemment carottées en mer, au N de Saint-Valéry-en-Caux et de Dieppe (Bignot, in Norois, 1971). A l'Ouest, des indices d'Yprésien ont été signalés en Manche occidentale (Dangeard, 1928; Boillot, 1964; Curry, Hamilton et Smith, 1970). En outre, le renouvellement de la faune du Bassin de Paris au Cuisien (Yprésien supérieur), notamment l'apparition des Foraminifères de l'Aquitaine : Nummulites planulatus (Lamarck), Cuvillierina eocenica Debourle, Rotalia serrata Debourle (Abrard, 1950 b; Blondeau, 1966; Le Calvez et Feugueur, 1956) est en faveur d'une communication par la Manche des régions d'Ile de France avec les bassins de la marge atlantique. Compte tenu de la rareté des témoins d'âge cuisien en Manche occidentale, il est probable que cette région n'était alors occupée que par un bras de mer (fig. 22-4).

Au *LUTETIEN INFÉRIEUR*, la géographie s'apparente à la précédente sans qu'il soit possible de savoir si la mer cuisienne s'est partiellement retirée de la Manche à la fin du cycle yprésien comme dans le Bassin de Paris. Les gisements caractérisés par Nummulites laevigatus (Bruguière) sont assez largement répartis en Manche orientale (Dangeard, 1928; Bignot, in Norois, 1971). En Manche centrale on ne trouve que des Nummulites (N. laevigatus) roulées (p. 79), mais l'affleurement découvert par J.P. Lefort (1970 a)

au large des côtes bretonnes jalonne vraisemblablement un bras de mer mettant en communication l'Atlantique avec le Bassin anglo-franco-belge comme à l'époque antérieure (fig.22-4).

Au *LUTETIEN MOYEN*, la surrection de l'axe Weald-Artois isole le Bassin belge (Le Calvez et Pomerol, 1961; Pomerol, 1967). Ce mouvement est suivi de l'émersion partielle du Bassin de Paris où la partie SUPERIEURE de l'étage est peu représentée : Falun de Foulanges (Cavelier et Le Calvez, 1965); faciès calcaires à Discorinopsis kerfornei, Linderina brugesi, Alveolina elongata, Asterigerina bartoniana des sondages de Montjavoult et du Tillet (Blondeau, Cavelier, Mégnien et Pomerol, 1968). C'est précisément à cette époque que se déclenche un important mouvement transgressif sur la Manche occidentale amenant le dépôt de calcaires biodétritiques marqués par de fortes influences méridionales (biozone biarritzienne). Au Lutétien terminal, ce qui reste du Bassin anglo-parisien communique largement avec l'Atlantique, la mer ayant repris possession d'une grande partie des régions ennoyées précédemment au Crétacé supérieur (fig. 22-5). Cette évolution paléogéographique semble correspondre au mouvement de bascule qui soulève l'E et le N du Bassin de Paris (Pomerol, 1967) en affaissant, à l'Ouest, les régions hercyniennes auxquelles se rattache la Manche occidentale. L'histoire du Cotentin suit à nouveau celle des régions situées à l'Ouest. Il est remarquable de noter qu'au cours de l'Eocène inférieur et moyen l'évolution de l'ensemble Manche occidentale - Bassin anglo-franco-belge fut comparable à celle que cette région connut antérieurement au Crétacé supérieur.

L'*EOCENE SUPERIEUR* est peu représenté en Manche et, à partir de cette époque, les données permettant de suivre l'histoire paléogéographique de ce domaine aujourd'hui immergé sont moins nombreuses. Le Bartonien est vraisemblablement présent en Manche orientale, dans le Bassin de Dieppe (Lapierre, Robert et Ville, 1970 b; Bignot, in Norois, 1971), mais les relations avec les Bassins de Paris et du Hampshire restent à définir. La Bartonien affleure à l'entrée de la Manche occidentale (Curry, Hamilton et Smith, 1970). En Manche centrale, les seuls éléments qui pourraient être rapportés à cet étage consistent en galets calcaires d'origine laguno-lacustre recueillis au large du Cotentin (p. 85). Ces résultats semblent indiquer l'absence de communication entre l'Océan Atlantique et les bassins orientaux. D'ailleurs, l'isolement du golfe parisien apparaît de plus en plus marqué au cours des épisodes auversien, marinésien et ludien. On a pu montrer par exemple que

certaines espèces comme Nummulites variolarius ont évolué "en vase clos" dans le golfe auversien du Bassin de Paris, tandis qu'en Angleterre, en Belgique, en Allemagne se différenciaient des formes dérivées et semblables entre elles : Nummulites preswichianus, Nummulites wemmensis, Nummulites germanicus (Pomerol, 1967).

Au *STAMPIEN*, la mer s'avance une dernière fois sur le Bassin de Paris. Elle occupe également le Bassin du Hampshire et couvre probablement la partie orientale de la Manche. L'épaisseur de la série tertiaire dans le Bassin de Dieppe (de l'ordre de 300 m d'après les enregistrements sismiques) conduit en effet à penser que le Stampien est représenté dans cette région (Lapierre, Robert et Ville, 1970 b) (1).

A l'Ouest, l'Oligocène vient d'être découvert à l'entrée de la Manche et dans la région comprise entre le Trégor et les Iles anglo-normandes (Andreieff et Lefort, 1971). Ce gisement à faciès saumâtre, situé aux abords du Golfe normand-breton est intermédiaire entre le bassin occidental et les témoins argileux d'âge oligocène identifiés sur le continent, d'une part dans le Cotentin (dépôts saumâtres : Dangeard, 1951), d'autre part au S de la Baie de Saint-Brieuc (dépôts marins : Apostolescu, Durand, Estéoule, Estéoule-Choux et Le Calvez, 1963).

L'ensemble des résultats suggère l'immersion de la plus grande partie de la Manche à l'Oligocène, la paléogéographie rappelant celle du Lutétien terminal (fig. 22-5). Les espèces méridionales du Bassin de Paris comme les Archianines connues également dans les gisements armoricains ont donc pu migrer par la Manche. Cependant, il ne semble pas que cette voie de pénétration ait été la seule possible. Après la découverte de gisements stampiens dans le Maine-et-Loire et dans le Loiret, la communication du Bassin de Paris avec le Bassin de Rennes par l'intermédiaire des régions de la Loire est concevable (2) (Durand, 1960). A cette époque, le golfe parisien est isolé du bassin belge par la Picardie (Pomerol, 1967) et la jonction du Bassin anglo-parisien avec les dépendances de la Mer boréale est plus hypothétique.

Les informations concernant le *NEOGENE* sont fragmentaires. La

-
- (1) Dans le coeur du bassin, l'épaisseur de la couverture de dépôts meubles n'a pas permis jusqu'à présent de carotter le substratum.
 - (2) Etant donné que dans le Bassin de Paris la mer s'est retirée plus tôt au Nord qu'au Sud (Pomerol, 1967) en laissant une succession de cordons dunaires parallèles, orientés WNW-ESE et fortement grésifiés (Alimen, 1936), peut-être la régression s'est-elle effectuée par cette voie sud-armoricaine.

transgression miocène s'avance sur l'W de la France à l'Helvétien (Buge, 1958; Durand, 1958). A cette époque, un golfe dépendant de l'Atlantique s'étend sur l'Anjou, la Touraine et traverse la Bretagne en envoyant une longue digitation vers le Cotentin (Dollfus, 1900; Lecointre, 1947; Denizot, 1957) : c'est la Mer des Faluns (niveau des "Faluns d'Anjou"). Des plaquettes à faciès savignéen jalonnent ce bras de mer sur l'estran rocheux de Gouville-sur-Mer, à l'W du Cotentin (Hommeril, 1967 a). Il s'agit du seul affleurement reconnu en Manche en dehors de l'important bassin miocène (Aquitaine et Helvétien), allongé ENE-WSW, qui occupe le coeur du synclinal crétacé-tertiaire au NW de la Bretagne (Andreieff, Bouysse, Horn et Monciardini, 1970; Curry, Hamilton et Smith, 1970). Dans ces conditions, les relations du golfe du Cotentin avec l'Atlantique demeurent imprécises (fig. 22-6). Existait-il un bras de mer en bordure de la Bretagne septentrionale ? Y avait-il d'autres golfes plus au Nord ? L'absence de témoins helvétiques en Manche occidentale et centrale ne plaide pas en faveur de l'immersion généralisée de ces régions. Plus à l'Est, le Bassin de Paris, les Bassins de Londres et du Hampshire sont émergés. Il en est vraisemblablement de même du domaine occupé aujourd'hui par la Manche orientale. En Baie de Seine, des apports fluviatiles rapportés au Miocène inférieur ont été identifiés (Giresse et Larsonneur, 1970).

Après la régression post-helvétienne, la mer revient au REDONNIEN (1) (niveau des "Faluns de la Basse-Loire") en élargissant les limites de la mer helvétique. Le Col du Cotentin, les Bassins de la Rance et de la Vilaine, la Basse-Loire et une partie de la Vendée sont immergés (Durand, 1960). Récemment, un gisement fossilifère d'âge redonien a été découvert sur les rives de la Manche orientale, dans la région de Fécamp, jalonnant l'extension de la mer pliocène vers l'Est (Bassompierre, Brebion, Buge, Lauriat, Le Calvez et Martin, 1970). A l'Ouest, le Pliocène est probablement présent dans l'axe du bassin tertiaire de l'entrée de la Manche (Whittard, 1962; Curry, Hamilton et Smith, 1970) mais il n'a pas été signalé ailleurs en Manche. Ce résultat peut s'expliquer par la faible épaisseur et la fragilité des dépôts jointes au caractère azoïque de certains d'entre eux (formations connues sous le nom de "Sables rouges" et bien représentées dans l'W de la France : Milon, 1929; Poncet, 1958; Durand, 1960 et 1968).

Dans ces conditions, il est difficile de reconstituer les

-
- (1) Le Redonien défini par G. Dollfus (1900) et placé dans le Miocène est maintenant rattaché au Pliocène par la plupart des auteurs (Denizot, 1926; Roger et Freinex, 1946; Roger et Buge, 1946; Chauvel, 1956; Durand 1960 et 1968).

contours de la mer pliocène (fig. 22-7). Actuellement nous pouvons nous appuyer sur les résultats suivants :

a) les affinités faunistiques des gisements nordiques et armoricains suggèrent à cette époque une communication entre le Golfe des Flandres et l'Atlantique. Dans l'W de la France, la macrofaune de Bryozoaires (Buge, 1957) et de Gastéropodes (Brebion, 1968) porte les marques d'influences nordiques. De même, J.P. Margerel (1968) indique le renouvellement presque complet de la microfaune de Foraminifères dans le Redonien normand-breton en soulignant ses affinités avec celles du "Coralline Crag" anglais d'une part, du Pliocène belge et hollandais d'autre part (1). Inversement, les coquilles à cachet méridional sont assez abondantes dans les "Lenham beds" et le "Coralline Crag" du SE de l'Angleterre. Cette relation n'implique pas nécessairement l'ouverture du Pas-de-Calais. Il est possible que la communication se soit établie au N du Weald par un bras de mer joignant le Bassin de Londres au Hampshire (Woolridge, 1927; Wills, 1951; Gignoux, 1960).

b) En Belgique, en Angleterre, dans l'Ouest de la France, la répartition des dépôts pliocènes témoigne d'un débordement des mers à cette époque. Ce fait marquant de l'histoire néogène paraît être l'aboutissement de la migration d'une "onde transgressive" dans le NW de l'Europe au cours du Néogène. D'après P. Brebion (1961), cette onde s'est déplacée simultanément du Sud au Nord et de l'Est vers l'Ouest. D'une part, la transgression est plus précoce en Aquitaine que dans les régions de la Loire. D'autre part, elle atteint d'abord le Danemarck, puis la Hollande, et plus tardivement l'Angleterre.

Ces observations jointes à la découverte du gisement redonien de Fécamp m'amènent à penser que la Manche était en grande partie submergée au Pliocène. La Manche orientale s'est probablement ébauchée à cette époque, elle s'individualisera définitivement au Quaternaire. Elle est donc d'origine récente par rapport à la Manche occidentale dont on saisit l'amorce dès le début des temps secondaires.

EN RESUME :

L'histoire posthercynienne de la Manche fait apparaître deux parties distinctes, approximativement séparées par une ligne joignant Caen à

(1) P. Marie (1958) avait déjà énoncé des conclusions analogues après l'étude plus particulière des Foraminifères des Marnes à Nassa prismatica du Bosq d'Aubigny (Cotentin). Il relevait notamment la présence du genre Faujasina dans les gisements des Pays-Bas, de la Cornouaille britannique et du Bosq d'Aubigny.

Portland (fig. 22-8) au voisinage de laquelle la série sédimentaire, relativement mince, comporte principalement des termes de la série jurassique.

A l'Est, *la Manche orientale se rattache au Bassin anglo-parisien* qui fut souvent en communication avec la Mer boréale. Ce bassin subsident fut immergé à trois époques principales : pendant le Jurassique, de l'Albien au Sénonien, au cours du Paléogène. L'épaisseur des terrains post-paléozoïques atteint jusqu'à 3 000 m dans le Bassin de Paris (sondage de Courgi-vaux : in Pomerol, 1967), environ 4 500 m au voisinage de l'Ile de Wight et 2 000 m en Manche orientale d'après les mesures géophysiques rapportées par W.B.R. King (1954). Ces différences d'épaisseur correspondent à des mouvements subsidents différentiels dans le cadre du Bassin anglo-parisien. Dans cette partie de la Manche, *la série sédimentaire posthercynienne présente des caractères lithostratigraphiques analogues à ceux que l'on connaît sur le continent.*

A l'Ouest, *la Manche occidentale appartient au bloc hercynien Armorique-Cornouaille britannique* dans lequel elle représente une zone de subsidence ébauchée dès le Trias au S des côtes britanniques. Son histoire est principalement marquée par les importantes transgressions du Crétacé supérieur (Sénonien-Maestrichtien), du Lutétien supérieur et vraisemblablement de l'Oligocène et du Pliocène. La Manche occidentale fait alors communiquer largement le Bassin anglo-parisien avec l'Atlantique ce qui se traduit par de fortes influences mésogéennes dans les dépôts nordiques. A l'Yprésien et au Lutétien inférieur, la Manche occidentale n'est vraisemblablement traversée que par un bras de mer permettant la migration d'espèces méridionales vers le Bassin anglo-franco-belge, notamment les Nummulites. Une telle communication est plus hypothétique de l'Albien au Turonien et au Thanétien supérieur. A l'Eocène supérieur et à l'Helvétien, l'immersion de la Manche occidentale est probablement partielle. Dans la partie comprise entre les côtes bretonnes et britanniques, la série stratigraphique comporte principalement des termes du Crétacé supérieur s'achevant par le Danien et du Lutétien supérieur. Le Trias et le Jurassique (Lias et Bathonien) sont surtout représentés entre la Fosse centrale et les côtes du SW de l'Angleterre. Au total, l'épaisseur des dépôts post-paléozoïques est souvent inférieure à 1 000 m (King, 1954). La série sédimentaire s'épaissit à l'entrée de la Manche (3 000 m de dépôts environ : in Stride, Curray, Moore et Belderson, 1969; Andreieff, Bouysse et Horn, 1971), principalement dans le large bassin allongé ENE-WSW, ouvert vers l'Atlantique. Dans cette zone, il est possible que le Jurassique inférieur soit présent à la base de la série sédimentaire et, vers l'Océan, on peut concevoir une sédimentation continue du Crétacé supérieur ou Néogène.

Le Col du Cotentin appartient au domaine hercynien. A partir du Sénonien cette région suit l'évolution des zones situées à l'Ouest et à certaines époques (Helvétien, par exemple) elle est occupée par un golfe ouvert en direction de Jersey. Ce résultat est à souligner car le Col du Cotentin est souvent rattaché à un golfe dépendant de la Baie de Seine et par conséquent du Bassin anglo-parisien sur les reconstitutions paléogéographiques. Cette remarque n'exclut pas la possibilité d'un détroit isolant parfois le Col du Cotentin : Lutétien supérieur ?, Pliocène.

La distinction de deux parties, occidentale et orientale, s'accompagne de *subdivisions transversales, parallèles aux structures hercyniennes*. En Manche occidentale, le champ de fractures médian dans lequel s'inscrit la Fosse centrale et sensiblement orienté SW-NE (Smith et Hamilton, 1970) sépare :

- le Golfe normand-breton et ses abords où la couverture posthercynienne, mince, est principalement représentée par le Lutétien supérieur,

- la partie nord-ouest de la Manche caractérisée par une série sédimentaire beaucoup plus complète où les assises du Crétacé et du Tertiaire s'ennoient vers le Sud-Ouest.

Entre l'Ile de Wight et les côtes bas-normandes, les ensembles structuraux s'ordonnent en unités allongées d'Ouest en Est, limitées par de grandes fractures (fig. 19; Lapierre, Robert et Ville, 1970 a). En Manche orientale, le Bassin de Dieppe représente une zone de subsidence différentielle dans l'ensemble anglo-parisien. D'Ouest en Est, il s'infléchit progressivement vers le Sud-Est (Lapierre, Robert et Ville, 1970 b) en fonction des directions tectoniques majeures de la bordure nord du Bassin de Paris. Les particularités de l'évolution paléogéographique posthercynienne dans ces différents compartiments doivent encore être précisées. On observe en outre que la disposition en arc de cercle des structures de la Manche, depuis l'entrée occidentale jusqu'au littoral cauchois et picard, se parallélise avec la bande d'anomalies magnétiques positives qui se suit du NW de la Bretagne à la vallée de la Seine en se prolongeant ensuite vers le Sud-Sud-Est.

L'histoire de la Manche au cours des temps secondaires et tertiaires montre enfin à l'évidence *le rôle fondamental exercé par l'Atlantique à partir du Crétacé supérieur*. Désormais, transgressions et régressions ne dépendent plus seulement de la Mésogée et de la Mer boréale, elles s'effectuent principalement en fonction de l'Océan situé à l'Ouest.

CHAPITRE IV

L'HISTOIRE QUATERNAIRE

Sommaire :

1 - LA PERIODE PLEISTOCENE

- 11 - Les dépôts antéflandriens sur le littoral normand-breton*
- 12 - Les dépôts sous-marins et l'histoire pléistocène*
- 13 - Les paléovallées et leur évolution*
- 14 - Les fosses de la Manche centrale*

2 - LA PERIODE HOLOCENE

- 21 - Le gisement d'Asnelles-belle-plage; lithostratigraphie des dépôts*
- 22 - Les dépôts postglaciaires dans le périmètre étudié*
- 23 - La transgression flandrienne*

RESUME ET CONCLUSIONS

Les études classiques sur le Quaternaire, basées surtout sur les dépôts continentaux, admettent l'existence de quatre grandes glaciations séparées par des phases interglaciaires, pour une durée totale d'un million d'années environ. Les données radiochronologiques montrent maintenant que les périodes considérées sont fort inégales (le Günz ayant duré plus de 300 000 ans, le Würm seulement 60 000 par exemple: Lliboutry, 1965) et que l'échelle stratigraphique en vigueur n'est pas exempte de critiques.

Les analyses sédimentologiques, micropaléontologiques, géochimiques, isotopiques réalisées récemment sur de nombreuses carottes sous-marines tendent à modifier les conceptions classiques. Il apparaît que l'époque quaternaire fut marquée par des oscillations climatiques d'amplitude comparable. Pour les 425 000 dernières années, huit cycles de valeur glaciaire - interglaciaire ont été mis en évidence (Emiliani, 1967 et 1970). La durée de ces cycles varie peu, elle est de l'ordre d'une quarantaine de millénaires. Diverses hypothèses ont été émises pour expliquer cette périodicité : variation de la teneur en gaz carbonique de l'atmosphère, variation de l'énergie solaire reçue par la terre notamment.

En liaison avec ces variations climatiques, le Quaternaire se caractérise par d'importantes variations du niveau marin, principalement dues aux mouvements eustatiques et aux réajustements isostatiques corrélatifs.

Le domaine occupé aujourd'hui par la Manche a connu des phases d'exondation ou au contraire de transgression et son histoire ne peut être élucidée qu'en synthétisant les faits qui relèvent du domaine sous-marin actuel et du domaine continental. Cette histoire quaternaire est d'autant mieux connue qu'elle est récente car chaque cycle climatique a plus ou moins effacé les vestiges des cycles précédents. La plupart des informations recueillies se rapportent à la partie supérieure du Pléistocène et à l'Holocène. Cette subdivision chronologique sera adoptée pour l'exposé.

1- LA PERIODE PLEISTOCENE

J'examinerai d'abord les formations littorales antéflandriennes à la lumière des nouvelles données chrono-stratigraphiques. Le cadre chronologique étant précisé, il sera ensuite plus aisé de présenter les différents résultats acquis dans le périmètre sous-marin étudié.

11 - LES DEPOTS ANTEFLANDRIENS SUR LE LITTORAL NORMAND-BRETON.

Ces dépôts consistent en restes de plages anciennes généralement recouverts de formations périglaciaires : coulées de solifluxion (head) limons, dépôts organiques parfois. De multiples travaux leur ont été consacrés depuis un siècle (1), je n'en ai donc pas repris l'étude systématique. Je rappellerai leurs principaux caractères en m'attachant principalement à la stratigraphie des dépôts marins rapportés en majeure partie au Normannien (Dangeard, 1936). Le problème d'une oscillation marine positive intra-würmienne sera envisagé dans le cadre de l'étude critique des subdivisions de l'étage normannien.

111 - Nature des anciens dépôts marins.

Des galets souvent très émousés, mêlés parfois à quelques blocs sont les composants les plus fréquents des plages anciennes. Dans l'ensemble, ces éléments sont d'origine locale et, à mesure que progressent nos connaissances de géologie sous-marine, il apparaît que certains galets, considérés comme exotiques, proviennent d'affleurements proches, actuellement submergés.

(1) Une bibliographie analytique des travaux sur les plages suspendues et les dépôts de solifluxion dans le Massif Armoricaïn et les Iles anglo-normandes a été établie par A. Bigot en 1936. Des références plus récentes figurent dans les ouvrages fondamentaux de A. Guilcher (1948) et H. Elhaï (1963). De nombreux travaux sont également cités ici en bibliographie, notamment ceux des dernières années.

Par exemple, sur le littoral de la Hague ou de la région de Barfleur, les nombreux silex sénoniens qui entrent dans la composition des anciennes terrasses marines proviennent des affleurements de Crétacé crayeux situés à quelques kilomètres de la côte (fig. 19). Toutefois, certains galets ont une origine lointaine, ayant été transportés par des rivières ou par des radeaux de glace avant d'être introduits dans un dépôt de haute plage.

Les témoins sableux sont moins fréquents et souvent proches du niveau des plages actuelles. Au N du Cotentin, ils ont été signalés près de Barfleur, aux environs de - 2 m N.G.F. (1) (Hommeril, 1967) et à Ecalgrain, dans la Hague, au niveau des hautes mers d'équinoxe (Hommeril et Larsonneur, 1962). Ces dépôts sont azoïques et parfois consolidés par des oxydes de fer à la suite de leur imprégnation par des eaux acides et ferrugineuses.

Les sables marins anciens de la côte du Calvados sont fossilifères. Décrits à Saint-Côme-de-Fresné (Guillaume, 1932, 1935, 1948) et à Bernières (Hommeril, 1964 a), ils sont partiellement consolidés en plaquettes gréso-calcaires à la suite de la circulation d'eaux sursaturées en bicarbonate de calcium dans le sédiment.

112 - Nature des dépôts périglaciaires.

Les anciennes formations marines sont souvent recouvertes d'un manteau de limons argileux, parfois calcaires (Pointe de la Hague, bas-Pays de Barfleur, littoral du Calvados). Ce matériel d'origine éolienne a pu être remanié par ruissellement et mélangé à de fins débris d'origine locale.

Au pied des falaises "mortes", les anciens dépôts de plages sont fossilisés par des coulées de solifluxion composées de blocs anguleux, hétérométriques, pris dans une matrice argilo-sableuse. Dans la Hague, ces coulées sont taillées en falaises verticales (Herquemoulin, Ecalgrain par exemple) dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. Dans certains cas elles ont remanié les dépôts marins sous-jacents de telle sorte qu'au

(1) Sur la côte, les cotes seront parfois rapportées au 0 N.G.F. (Nivellement Général de la France : abréviation N.G.F.) mais l'étude des anciennes terrasses marines nécessite la référence au niveau marin actuel et il est d'usage de les situer par rapport aux plus hautes mers actuelles (abréviation H.M.). En mer, les altitudes seront données en fonction du 0 des cartes marines françaises (niveau des plus basses mers possibles : abréviation C.M.), étant donné les difficultés de transformation des cotes sous-marines en cotes N.G.F.. Pour le périmètre étudié, je précise que le 0 des cartes marines se trouve à - 3,70 m N.G.F. à Cherbourg, et à - 4,72 m N.G.F. au Havre (Lacombe et Lemièrre, 1953).

matériel non utilisé se mêlent des galets roulés et des sables émoussés luisants.

Localement, des lentilles tourbeuses accompagnées de dépôts argileux d'eau douce s'intercalent entre l'ancienne terrasse marine et le head ou les limons. D'abord décrites dans la coupe de Saint-Côme-de-Fresné, près d'Arromanches (Guillaume, 1932, 1935, 1948), ces formations ont été récemment reconnues dans la Hague, à Ecalgrain (Hommeril et Larssonneur, 1962), à Herquemoulin et à Vauville (Delibrias et Larssonneur, 1966).

113 - Altitude des anciens dépôts marins et plates-formes d'érosion

Les multiples observations faites dans le Massif Armoricain et sur sa bordure montrent qu'entre le niveau moyen actuel de la mer et + 25 m/H.M. (H.M.: hautes mers actuelles) les restes de plages anciennes affleurent à des altitudes très variées (Guilcher, 1948; Elhaï, 1963; Pellerin, 1968). Cependant, les gisements sont plus nombreux entre 0 et + 5 m/H.M. d'une part, + 15 et + 20 m/H.M. d'autre part. Le plus souvent ces dépôts reposent sur une plate-forme d'érosion marine en pente douce dominée par un talus plus ou moins élevé qui correspond à une ancienne falaise. Cette ligne de relief est généralement en retrait par rapport au trait de côte actuel (falaise normannoise de la figure 26).

Les témoins d'une sédimentation marine sont beaucoup plus rares au-dessus de + 25 m/H.M. et, parfois, leur attribution au Quaternaire est incertaine. Les niveaux reconnus sont situés pour la plupart à 30 - 35 m et 50 - 65 m/H.M. Dans la région de la basse-Orne (Madeline, 1944; Pellerin, 1968) et dans celle de Granville-Montmartin-sur-Mer (Elhaï, 1963) ils sont représentés par des plates-formes d'abrasion marine. Dans le Cotentin, M.J. Graindor (1958 b et 1960 a) a signalé une formation à gros galets très émoussés de granites, de quartzites, de phyllites, entre 38 et 40 m d'altitude, près de l'Anse du Brick. Mais, d'après H. Elhaï (1963), le matériel n'est pas en place, il est incorporé au head. Par contre, le niveau de + 35 m est bien connu par ses dépôts, souvent grossiers, à Jersey : gisement de South Hill (Mourant, 1933; Bigot, 1936 a), en Vendée (Ters, 1961; Ters et Fara, 1968) et dans le Trégorrois (Kerfourn, 1965 b; Pinot, 1966). Dans cette région, à Lanmérin, des sédiments littoraux anciens à Ostrea edulis, ont également été découverts à 55 m d'altitude (Pinot, 1966). A cette même cote, J. Pellerin (1968) a trouvé des lambeaux de sables marins au N de Caen, à

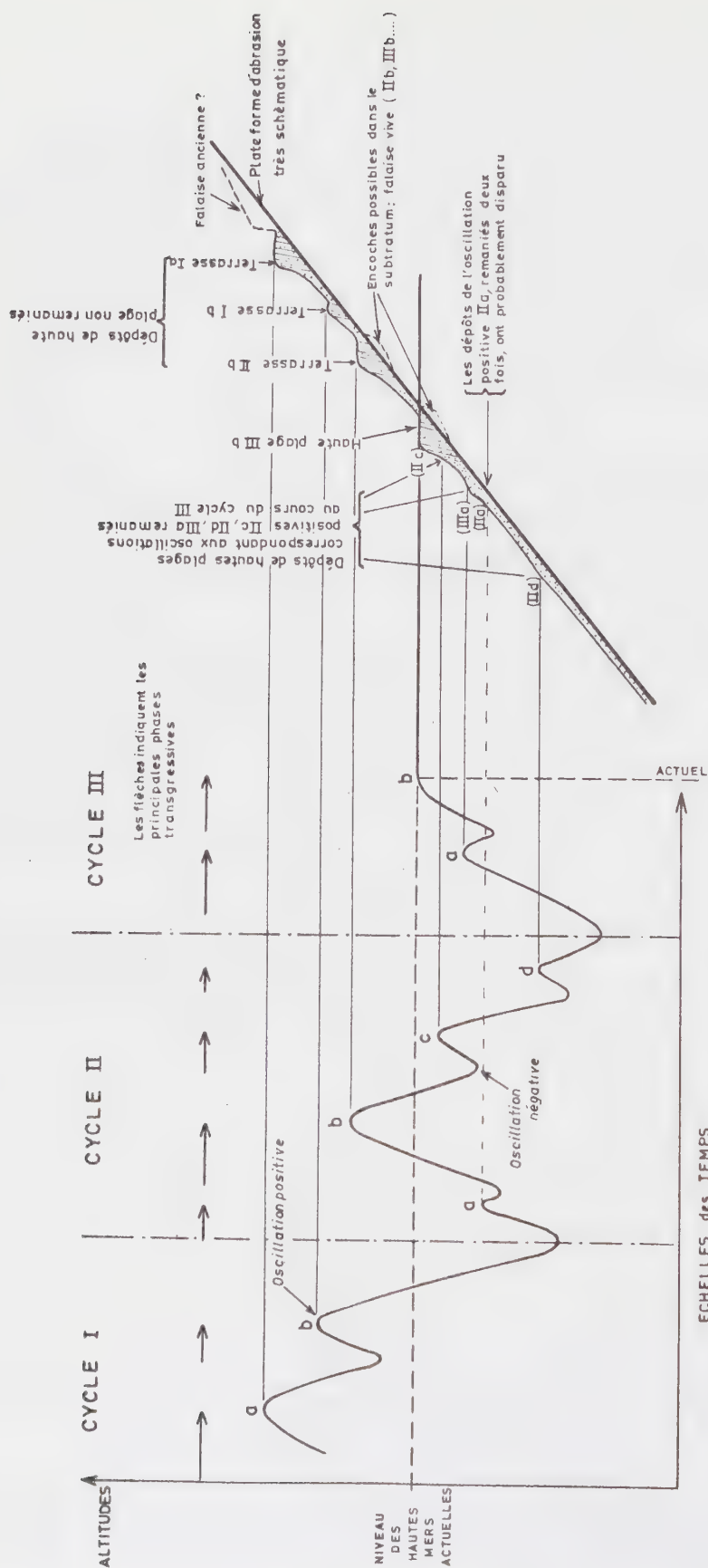
Biéville-sur-Orne.

114 - *Mise en place et conservation des terrasses marines.*

En Manche, nous verrons que la répartition des sédiments est contrôlée par les courants de marée et par les houles (chap. IX). En général, la vitesse des courants de marée diminue à l'approche de la côte tandis que l'action des houles devient prépondérante. Schématiquement, aux dépôts souvent grossiers et hétérogènes de hautes plages succèdent, vers le bas, des sédiments de plus en plus fins jusqu'à la limite inférieure d'action dominante des houles (chap. IX). Au-delà, la sédimentation est soumise principalement aux courants de marée, elle est de plus en plus grossière au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente. Il est logique de penser qu'une variation du niveau marin engendre des modifications du modèle sédimentaire étant donné que les conditions hydrodynamiques changent (voir chap. IX, fig. 93). Dans le cas d'une élévation du niveau de la mer, les dépôts de hautes plages composés de galets, de graviers ou de sables coquilliers sont probablement poussés en partie vers l'amont en laissant derrière eux des sables fins, des sablons dont l'épaisseur est faible à en juger par ce qui s'observe aujourd'hui sur les parties moyenne et basse des estrans. Dans le cas d'un abaissement du niveau des eaux, la mer abandonne les hauts cordons mais les dépôts sableux inférieurs sont sans doute remis en mouvement et redistribués en fonction des nouvelles conditions de sédimentation. Ce processus se renouvelant au cours d'un mouvement régressif, il en résulte que les sédiments de haute plage sont fréquemment les seuls à être conservés. Les restes de formations dunaires sont rares. Là où elles existaient, elles ont souvent été remaniées ultérieurement par des coulées de solifluxion.

La concentration de sédiments de hautes plages à certaines altitudes formant des bourrelets parallèles aux courbes de niveau peut s'expliquer par un abaissement du niveau de la mer suivi d'une oscillation positive qui a regroupé des matériaux souvent grossiers abandonnés sur une plate-forme d'érosion marine plus ancienne. L'importance de ces bourrelets est vraisemblablement liée à l'ampleur des oscillations. En conséquence, un niveau marin assez déprimé a probablement précédé le dépôt des terrasses fréquentes et relativement épaisses qui affleurent entre 0 et + 4 m/H.M. environ.

D'après ce que l'on sait de la transgression flandrienne, les transgressions et les régressions du Quaternaire ont été marquées d'oscilla-



A - REPRESENTATION SCHEMATIQUE et PARTIELLE des VARIATIONS du NIVEAU MARIN pendant le QUATERNAIRE
 (Ne pas chercher à relier les cycles I, II, III et leurs subdivisions a, b, c, d, avec les étages et les stades définis dans le quaternaire).

B - MISE EN PLACE ET REMANIEMENT EVENTUEL DES DÉPÔTS DE HAUTES PLAGES EN FONCTION DES VARIATIONS DU NIVEAU INDICUÉES EN A

Fig. 23: SCHEMA MONTRANT la MISE en PLACE et le REMANIEMENT PROBABLES des TERRASSES MARINES QUATERNAIRES

tions secondaires de telle sorte que des terrasses étagées, d'apparence discontinues, peuvent correspondre à une même phase de transgression ou de régression. Dans ce dernier cas, les terrasses successives sont abandonnées par la mer sur un plan incliné. Par contre, en phase transgressive, les terrasses sont remaniées. Cependant, il en reste souvent des témoins dispersés permettant de reconstituer d'anciennes lignes de rivages aujourd'hui submergées (1).

A partir de ces éléments d'information, j'ai essayé de schématiser la mise en place et le remaniement des terrasses marines en fonction des variations du niveau marin au Quaternaire (fig. 23). Etant donné que l'amplitude de ces dernières et le nombre des oscillations positives ou négatives ne sont pas exactement connus, j'ai retenu arbitrairement trois cycles (I, II, III) présentant des oscillations secondaires (a, b, c, ...). Cependant, le stade III b correspond au niveau actuel qu'il était bon de fixer. En outre, le niveau maximum atteint par les transgressions successives (I a, II b, III b) s'abaisse comme ce fut le cas au cours du Quaternaire. Sur le continent actuel, les terrasses sont en général d'autant plus récentes qu'elles sont basses ce qui peut correspondre à une élévation relative des masses continentales par rapport aux océans, due, au moins en partie, à un réajustement isostatique lié au couple érosion - sédimentation (Arambourg, 1952).

Dans les conditions schématisées sur la figure 23 (A), les cordons de hautes plages correspondant aux oscillations positives I a, I b, II b, n'ont subi aucun remaniement par la mer, ils forment des terrasses étagées. Les terrasses du type II a, II c, II d, ont été remaniées au cours du cycle III. Des dépôts tels que II a ont subi au moins deux remaniements, ils n'ont probablement pas laissé de témoins identifiables. Le schéma suppose que la plate-forme d'érosion a été en grande partie édifiée antérieurement au cycle I et au cours de la phase transgressive de ce cycle. Les cycles postérieurs ont vraisemblablement apporté des retouches plus ou moins importantes à cette plate-forme. Un long stationnement de la mer a pu, par exemple, entraîner la formation d'une falaise vive. Le schéma proposé montre que les dépôts qui permettraient de reconstituer les étapes des cycles transgressifs et régressifs du Quaternaire sont mal conservés dans le domaine aujourd'hui immergé. Seules les dernières oscillations du niveau marin sont parfois reconnaissables. La conservation des anciennes terrasses est meilleure sur le continent.

(1) On ne peut évidemment reconstituer que les anciennes lignes de rivage qui correspondent à un stationnement prolongé de la mer ou à l'optimum d'une oscillation positive.

115 - *Essai chronostratigraphique des dépôts marins antéflandriens.*

a - Le Normannien et ses divisions : historique des termes.

Tenant compte des relations stratigraphiques entre les anciennes formations marines d'une part et les dépôts périglaciaires d'autre part, L. Dangeard (1936) a défini le Normannien comme un étage caractérisé par un cycle sédimentaire complet comprenant une transgression faisant suite à la fonte de l'inlandsis rissien et une régression consécutive à la formation de l'inlandsis würmien. Initialement ce terme qualifiait les dépôts marins affleurant au niveau des hautes plages ou à quelques mètres au-dessus.

Les couches de galets situées à une quinzaine de mètres d'altitude ont ensuite été rattachées au même cycle sédimentaire (Guilcher, 1948) et parallélisées avec le Tyrrhénien des côtes méditerranéennes. En se basant sur la répartition des dépôts dans le N du Cotentin, L. Dangeard et M.J. Graindor (1956) ont alors proposé la subdivision du Normannien en deux sous-étages.

- le Haut-Normannien ou Normannien I désignant les terrasses situées en Normandie à une vingtaine de mètres d'altitude,
- le Bas-Normannien ou Normannien II comprenant les basses terrasses généralement situées à quelques mètres au-dessus des hautes mers actuelles.

Plus tard, M.J. Graindor (1960 a et 1964 a) a suggéré la division en trois sous-étages d'après la chronologie établie en Méditerranée (Bonifay et Mars, 1959) et les différents niveaux de plages anciennes identifiées dans les Iles anglo-normandes (Mourant, 1933; Bigot, 1934) et en Normandie. La terminologie et les correspondances suivantes ont été proposées (cotes N.G.F.) :

- Normannien I a ou Haut-Normannien = Paléotyrrhénien (terrasses de 38 à 40 m),
- Normannien I b ou Moyen-Normannien = Eutyrrhénien (terrasses de 18 à 22 m),
- Normannien II ou Bas-Normannien = Néotyrrhénien (terrasses de 5 à 10 m)

J'examinerai successivement l'âge des différentes terrasses à la lumière des résultats stratigraphiques et radiochronologiques récents.

b - Age des terrasses situées à plus de 25 m au-dessus des
hautes mers actuelles.

Ces terrasses se séparent nettement de la succession des dépôts habituellement rapportés au Normannien qui s'échelonnent sur un plan incliné au-dessous de + 25 m par rapport aux hautes mers actuelles.

Dans l'Ouest de la France, le niveau de 38 - 40m est générale-
ment rattaché à l'interglaciaire Mindel-Riss (Pinot, 1966; Pellerin, 1968) comme le suggère sa corrélation avec le Paléotyrrhénien défini par E. Bonifay et P. Mars (1959). Sur le littoral méditerranéen, des sédiments coquilliers de ce sous-étage ont été datés de plus de 300 000 ans B.P.⁽¹⁾ (Stearns et Thurber, 1965) et E. Bonifay (1969) rattache maintenant le Paléotyrrhénien au cycle sicilien qui s'étend du milieu du Mindel eu milieu du Riss. Compte tenu de la définition initiale du Normannien (cycle sédimentaire Riss-Würm), il me paraît difficile de rattacher le niveau 38 - 40m à cet étage. Dans l'état actuel des connaissances, je ne retiens pas les subdivisions de M.J. Graindor en Haut-Normannien, Moyen-Normannien et Bas-Normannien, d'autant plus que le Haut-Normannien désigne habituellement les terrasses de + 15m à + 20m/H.M. Les dépôts marins plus élevés peuvent être rattachés au cycle sicilien ou au cycle calabrien, voire au Pliocène (Elhaï, 1963; Pellerin, 1968).

c - Age des terrasses s'échelonnant entre 0 et + 25 m au-dessus
des hautes mers actuelles.

Ces dépôts appartiennent au Normannien et la fréquence plus
grande de basses terrasses (0 à 5 m) d'une part, de hautes terrasses (15 à 20 m) d'autre part, justifie la subdivision en Bas-Normannien (Normannien II) et Haut-Normannien (Normannien I) pris dans leur acception initiale (Dangeard, et Graindor, 1956).

Dans la région de Ouistreham, des dépôts hauts-normanniens repo-
sent sur la nappe alluviale rissienne de l'Orne située entre + 8 et + 12 m
N.G.F. (Pellerin, 1968). Ils sont donc plus récents.

D'autre part, dans quelques cas favorables, il est possible de

(1) B.P. = Before Present (avec l'année 1950 comme année de référence).

constater que la basse terrasse normannienne est antérieure au Würm. Ainsi, à Luc-sur-Mer, au N de Caen, les trois cycles loessiques würmiens qui sont rarement représentés dans le Calvados, remblaient un vallon entaillé dans une terrasse marine de + 2 m/H.M. environ (Pellerin, 1969 : in Elhaï et Journaux, 1969). Des relations stratigraphiques comparables ressortent de la coupe du Vallet à Cesson, en Saint-Brieuc (Mazères, 1935), où un ensemble de trois limons recouvre un lambeau de plage ancienne suspendu à quelques mètres au-dessus des plus hautes mers actuelles. Toujours en Bretagne septentrionale, à Kerlouan au NW de Morlaix, vers le niveau moyen des marées, des sables marins anciens sont surmontés de dépôts d'origine continentale contenant une industrie en place de l'Acheuléen supérieur. Cette dernière ne pouvant pas être plus récente que le Würm I, il faut conclure que la plage sous-jacente date de l'interglaciaire Riss-Würm (Guilcher et Giot, 1969).

D'après ce résultat et la terminologie chronologique classique il est logique de rattacher les terrasses normanniennes à la période interglaciaire Riss-Würm.

Les dépôts tyrrhéniens auxquels peuvent être rattachées ces terrasses ont été datés par la méthode du Thorium-Uranium appliquée aux sédiments coquilliers. Au Maroc et sur le littoral méditerranéen, C. Stearns et D. Thurber (1967) ont obtenu les âges suivants :

- basses terrasses ouljiennes ou néotyrrhéniennes : de 70 000 à 90 000 ans B.P.,
- terrasses eutyrrhéniennes : de 115 000 à 140 000 ans B.P.

En outre, les récentes études réalisées aux Etats-Unis sur les carottes sous-marines, notamment les travaux de C. Emiliani (1967, 1970) de E. Rona et C. Emiliani (1969), montrent que les périodes approximativement comprises entre 70 000 et 95 000 B.P. d'une part, 115 000 et 160 000 ans B.P. d'autre part, correspondent à deux phases relativement chaudes. Plus précisément, il s'agit d'après les auteurs des étages interglaciaires 5 et 7 séparés par l'étage glaciaire 6 particulièrement marqué entre 102 000 et 106 000 ans B.P. Cet épisode froid a dû se traduire par un abaissement important du niveau marin et je propose de l'intercaler entre les périodes haut et bas-normanniennes. D'après les données radiochronologiques, cette interprétation est conforme aux corrélations habituelles entre le Haut-Normannien et l'Eutyrrhénien d'une part, le Bas-Normannien et le Néotyrrhénien d'autre part. Elle est résumée dans le tableau 4 :

Etages de C. Emiliani (1967,1970)	Chronologie méditerranéenne	Chronologie dans l'W de la France
5	Néotyrhénien	Bas-Normannien ou Normannien II
6	Régression	
7	Eutyrrhénien	Haut-Normannien ou Normannien I

Tableau 4 - Corrélations proposées entre les étages de C. Emiliani, les subdivisions du Tyrhénien et celles du Normannien.

Remarques:

1) En tenant compte de l'abondance des silex dans les terrasses bas-normanniennes du N de la Hague ou de la région de Barfleur, on peut penser que la régression antérieure à ces dépôts, fréquents et relativement épais, a atteint les affleurements de Crétacé situés aujourd'hui au voisinage de la cote - 50 par rapport au 0 des cartes marines (fig. 19). Les silex provenant du démantèlement des couches crayeuses ont ensuite été poussés progressivement vers l'amont par la transgression bas-normannienne.

2) Il est encore difficile d'établir des corrélations précises entre le tableau proposé et la chronologie relative établie sur le continent d'après les successions de dépôts glaciaires et interglaciaires (voire stadiaires et interstadiiaires). Les âges absolus obtenus jusqu'à présent ne sont pas tous concordants. On s'accorde cependant pour placer le début du Würm aux environs de 70 000 ans B.P. En outre, il est possible que l'épisode glaciaire 6 se rattache à la glaciation rissienne (Néoriss?).

d - Le problème d'un niveau marin voisin du niveau actuel pendant le Würm.

Les résultats obtenus en France et à l'étranger depuis quelques années ont amené plusieurs auteurs (voir ci-dessous : d 21) à admettre l'existence d'un niveau marin relativement élevé (voisin du niveau actuel) pendant

la période froide würmienne comprise entre 70 000 et 10 000 ans B.P. environ. Des informations venant à l'appui de cette hypothèse ont été recueillies en Normandie. J'étudierai ensuite ce problème à la lumière des résultats récents acquis en diverses régions du Globe.

d 1. - Résultats régionaux.

d 11 - Données radiochronologiques.

A Bernières-sur-Mer (Calvados), un grès coquillier à Modiola modiolus affleurant sur l'estran au voisinage du 0 N.G.F. a été daté $23\ 300 \pm 1\ 000$ ans B.P. (Dangeard et Hommeril, 1964; Hommeril, 1964 a).

A Saint-Côme-de-Fresné, un dépôt marin analogue, à faune froide (Guillaume, 1948), est recouvert d'une tourbe datée $20\ 800 \pm 1\ 500$ ans B.P. (Delibrias et Larsonneur, 1966). C'est là un résultat indirect mais les études stratigraphiques basées sur des critères sédimentologiques, paléontologiques et palynologiques (Guillaume, 1948; West et Sparks, 1960) montrent que la tourbe datée s'intègre dans une séquence régressive comportant de bas en haut : des sables marins à Modioles, des dépôts organiques à caractères saumâtres, des tourbes et des argiles vertes à caractères dulçaquicoles. L'âge des sables marins est donc de peu inférieur à celui des tourbes. Il n'est pas possible de les attribuer au Riss-Würm ce qui supposerait une lacune correspondant à une quarantaine de millénaires entre ces sables et les couches tourbeuses sus-jacentes datées.

Dans la Hague, les dépôts organiques intercalés entre les anciennes formations marines et les imposantes coulées de head ont également été datés :

- matériel argilo-tourbeux affleurant à Ecalgrain (Manche) entre une terrasse marine située à $+ 5$ m N.G.F. et le head : $12\ 600 \pm 400$ ans B.P.,

- lambeaux tourbeux situés au voisinage du 0 N.G.F. à Herquemoulin et à Vauville (Manche) : $15\ 020 \pm 400$ ans B.P. et $21\ 940 \pm 1\ 500$ ans B.P. respectivement (Delibrias et Larsonneur, 1966).

Les âges obtenus dans la Hague et sur la côte du Calvados s'intègrent mal dans la chronologie würmienne puisque la période comprise entre 15 000 et 25 000 ans B.P. se caractérise par un climat très rude (Emiliani, 1958; Wright, 1961; Leroy-Gourhan, 1963; Tauber, 1965; Van der Hammen and al.;

1967; Guillien, 1968; Olausson, 1969) et par un niveau marin très déprimé (voir ci-dessous, p. 140). La possibilité d'une pollution des dépôts entraînant leur "rajeunissement" doit donc être envisagée. Il est plus logique de les rattacher à la période interstadiaire Würm II - Würm III qui se place aux environs de 30 000 ans B.P.

Une récente mesure d'âge (1), uniquement effectuée sur des restes de brindilles recueillis dans les argiles tourbeuses d'Herquemoulin vient à l'appui de l'hypothèse proposée puisqu'elle donne $28\,070 \pm 1\,650$ ans B.P.

d 12 - Données sédimentologiques.

Les caractères minéralogiques des loess würmiens du Pays de Caux (trois cycles) étudiés par J.P. Lautridou (1967, 1968 a et b) sont remarquables. Le troisième cycle loessique du Würm se caractérise en effet par :

- une association de minéraux lourds dominée par le grenat, l'épidote et l'amphibole,
- une phase argileuse renfermant une forte proportion de montmorillonite associée à l'illite et à la kaolinite.

Par contre, les dépôts des deux cycles antérieurs sont marqués par les minéraux ubiquistes et contiennent une fraction argileuse à illite et kaolinite, sans montmorillonite.

Or, le cortège à grenat, amphibole et épidote caractérise les sables marins actuels de la Baie de Seine (chap. V, fig. 54) et les sables bas-normanniens où il se retrouve en proportions voisines (Pellerin, 1968). Quant à l'association montmorillonite, kaolinite, illite, elle résulte d'une homogénéisation par la mer. Aujourd'hui, elle définit une province minéralogique couvrant la totalité de la Baie de Seine (chap. V, fig. 56).

Il est donc établi que les loess du troisième cycle würmien (Würm III) remanient un matériel marin. A cette époque, le niveau de la mer est très déprimé (p. 140), de vastes territoires sont alors émergés, en particulier la Baie de Seine, et soumis aux actions éoliennes. Antérieurement par contre, l'absence de matériel caractéristique d'une alimentation en provenance de la Baie de Seine (loess des cycles I et II du Würm) peut s'expliquer par la proximité de la ligne de rivage. Il est possible que ce faible retrait de la

(1) Datation réalisée par Monsieur le Professeur Shotton de l'Université de Birmingham. Je précise que la précédente mesure avait été effectuée sur la matière organique du sédiment total.

mer soit également la cause d'un non dépôt des deux premiers cycles loessiques würmiens dans la Campagne de Caen où ils sont très mal représentés (Pellerin, 1968).

d 2 - Résultats récents en diverses régions du Globe.

d 21 - Témoins de rivages intrawürmiens voisins du niveau marin actuel.

Au cours du Quaternaire, les variations eustatiques du niveau marin furent probablement synchrones dans les différentes régions du Globe. Il est donc intéressant de rassembler les résultats acquis ces dernières années au sujet de la position du niveau de la mer pendant le Würm.

Dans le Golfe du Mexique, des vestiges d'anciennes lignes de rivages d'environ 30 000 ans ont été reconnus à une quinzaine de mètres de profondeur (Frye et Willman, 1961; Curray, 1961 et 1964). D'après J. Hoyt, R. Weimer, V. Henry (1965), J. Milliman et K. Emery (1968) un niveau marin voisin du niveau actuel a même été atteint à cette époque sur la côte atlantique des Etats-Unis.

Aux Iles Hawaï, des dépôts marins situés entre 1,5 et 3,7m/H.M. sont datés de 32 000 à 24 000 ans B.P. (Shepard, 1963; Guilcher, 1969).

Sur la côte de l'Ouest de l'Afrique, le niveau relatif des mers est passé au voisinage du zéro actuel vers 32 000 ans B.P. (Faure et Elouard, 1967). Il en fut de même sur les côtes australiennes d'après D. Hopley (1969, comm. orale).

d 22 - Informations paléoclimatiques concernant l'époque würmienne.

Les résultats précédents accréditent l'hypothèse d'un niveau marin élevé vers 30 000 ans B.P. mais divers auteurs objectent qu'à cette époque le réchauffement climatique fut assez modeste et probablement insuffisant pour engendrer un mouvement eustatique amenant la mer près de son niveau actuel. Malgré les diverses oscillations climatiques positives reconnues dans le Würm II (Würm moyen), entre 39 000 et 29 000 ans B.P. : interstades de Gottweïg, de Laufen, de Hengelo, de Denekamp, de Paudorf, d'Arcy (1), il est

(1) Certains interstades entrent en synonymie : voir A. Leroy-Gourhan, 1963; M. Van Campo, 1969; H. de Lumley, 1969.

certain que la végétation est restée clairsemée dans nos régions durant ces dix millénaires. Au Pays-Bas par exemple, c'est une toundra à buissons et à marécages qui s'est maintenue pendant toute cette période (Guillien, 1968).

Cependant, des résultats paléoclimatiques récents obtenus dans diverses régions du Globe permettent d'envisager l'histoire würmienne sous un jour un peu nouveau.

Les différentes méthodes utilisées pour déterminer les variations climatiques à partir des carottes sous-marines (paléotempératures isotopiques, caractères de la microfaune, teneurs en carbonates, propriétés minéralogiques et sédimentologiques des dépôts) montrent que, dans son ensemble, le Würm moyen fut une période relativement tempérée par rapport aux phases froides du Würm I et surtout du Würm III (Emiliani, 1958; Wright, 1961; Olausson, 1969; Blanc-Vernet, Chamley et Froget, 1969).

Les études réalisées en Sibérie occidentale (Zubakov, 1969) et dans la plaine russe (Serebryanny, 1969) aboutissent à un résultat comparable. L. Serebryanny distingue en effet une importante période interglaciaire au milieu du Würm, celle de Karuküla comprise entre 50 000 et 25 000 ans B.P. environ. Cette époque caractérisée par un net réchauffement climatique, sépare la glaciation du Valdaï en deux phases ayant atteint leur maximum autour de 60 000 ans B.P. d'une part, 20 000 ans B.P. d'autre part.

En Amérique du Nord, c'est également dans le Würm moyen que s'inscrit l'important interstade de Port-Talbot défini dans la région des Grands Lacs (Dreimanis, Terasmäe et Mac Kenzie, 1965).

Etant donné ce faisceau de résultats, je retiens l'hypothèse d'un niveau marin voisin du niveau actuel au Würm moyen (1). Ce niveau peut se corréler avec l'étage interglaciaire 3 de C. Emiliani (1967 et 1970) placé autour de 35 000 ans B.P. Dans l'état actuel de nos connaissances je lui attribue les sables à Modiola modiolus de la côte du Calvados situés au voisinage du O N.G.F. et caractérisés par une faune froide, notamment par Rhynchonella psittacea que l'on trouve aujourd'hui dans les mers polaires (Elhaï, 1963). Il est vraisemblable que les dépôts estuariens, antéflandriens, mis en évidence dans les basses vallées de l'Orne (Mornod, 1947) et de la Seine (Lautridou et Dupeuple, 1965 et 1967) s'y rattachent également.

Pour le Pléistocène supérieur, on relève finalement une

(1) Il est possible que le niveau marin ait été relativement élevé dès la fin du Würm I, à l'époque des oscillations climatiques positives de Amersfoort (63 500 ans B.P.) et de Brörup (58 500 ans B.P.).

périodicité des variations climatiques de l'ordre d'une quarantaine de millénaires qui aboutit pour l'époque actuelle à un optimum auquel correspond un niveau marin relativement élevé. D'après ces conceptions, l'oscillation marine positive intra-würmienne a une valeur analogue à celles qui ont été mises en correspondance avec le Bas-Normannien et le Haut-Normannien (étages 5 et 7 de C. Emiliani). Je propose par conséquent l'utilisation de la terminologie suivante:

- Normannien I (de préférence à Haut-Normannien) pour les hautes terrasses fréquentes entre 15 et 20 m/H.M.,
- Normannien II (de préférence à Bas-Normannien) pour les basses terrasses fréquentes entre 0 et 5 m/H.M.,
- Normannien III pour certaines basses terrasses situées entre 0 et - 5m/H.M. (terrasses intra-würmiennes)

Ces subdivisions peuvent être respectivement corrélées avec les étages interglaciaires 7, 5 et 3 de C. Emiliani. Il apparaît en outre que le Normannien ne peut plus être considéré comme un étage comportant uniquement une phase transgressive et une phase régressive.

12 - LES DEPOTS SOUS-MARINS ET L'HISTOIRE PLEISTOCENE.

La couverture de sédiments meubles contient des débris d'organismes calcaires d'origine récente mêlés à un matériel siliceux de granulométrie variable mis en place en régime continental et remanié par la mer au cours des oscillations de son niveau. La nature, la forme et la répartition des constituants apportent des informations sur l'histoire de la région au Quaternaire, principalement au Pléistocène inférieur et à l'Holocène.

121 - Caractères morphoscopiques des grains de quartz .

Pour l'ensemble du périmètre étudié, les proportions de grains non usés sont faibles (de 5 à 25 %) et la plupart des quartz portent les marques d'une usure éolienne acquise lors des régressions du Pléistocène. Les grains typiquement mats sont cependant peu nombreux (de 5 à 15 % en général) car le matériel a également subi l'action de la mer, principalement au Normannien et au Flandrien. C'est à cette dernière transgression que l'on doit les

marques les plus récentes de telle sorte qu'une forte proportion de grains (de 30 à 60 %) présentent un aspect lustré à luisant qui estompe plus ou moins le picotis dû au vent. Les résultats complets des analyses morphoscopiques seront décrits au chapitre V (p. 186, fig. 47 et 48).

122 - *Quelques caractères de la couverture caillouteuse.*

a) - Morphoscopie des galets.

Certains constituants des cailloutis largement répandus en Manche centrale résultent d'un éclatement thermique sous climat périglaciaire. Quelques échantillons, recimentés sur place (pl. IX, 3) comme l'avait déjà observé G. Boillot (1964), mettent clairement en évidence les phénomènes de gélifraction sur le plancher émergé de la Manche. En outre, de nombreux galets montrent une patine ferrugineuse, d'autres sont altérés, en particulier les silex dits auréolés (Dangeard, 1928) qui présentent un cortex blanchâtre de 0,5 à 1 cm d'épaisseur. Tous ces caractères témoignent d'un séjour à l'air libre mais il n'est pas possible d'en préciser l'époque.

L'usure des galets est très variable. Parmi les silex par exemple, certains sont ovoïdes et marqués de fissures en "coups d'ongles" comme les composants des cordons littoraux actuels. D'autres sont plus ou moins émoussés aux angles. Quelques-uns présentent des formes capricieuses avec restes de craie.

b) - Morphométrie des galets : recherches des anciens rivages submergés.

L'étude systématique du degré d'usure des galets permet de déceler les traces d'anciennes lignes de rivage correspondant à un stationnement prolongé ou à une oscillation positive du niveau de la mer.

Les mesures morphométriques réalisées selon la méthode de A. Cailleux (1945) ont été appliquées à la catégorie pétrographique des silex, la seule qui soit à la fois abondamment représentée et largement répartie (fig. 24). Des études expérimentales de P. Kuenen (1964) ont montré que l'indice d'émoussé est le meilleur critère d'usure. C'est donc cet indice qui a été calculé avec la formule suivante :
$$\frac{2 R \times l}{L} \times 1000$$
 dans laquelle :

- L est la plus grande dimension du galet,
- R le plus petit rayon de courbure dans le plan contenant L et parallèle à l,
- l est la plus grande dimension dans un plan perpendiculaire à L.

Des lots de 50 galets ayant une taille (l) comprise entre 30 et 50 mm ont été isolés par tamisage. Pour chaque lot, la médiane d'émoussé a été définie graphiquement. Les mesures ont porté sur 88 échantillons régulièrement répartis. Les résultats sont indiqués sur la figure 24.

Les valeurs obtenues pour la médiane d'émoussé varient entre 120 et 300, avec une moyenne arithmétique de 196. Ce sont là des valeurs assez faibles, nettement inférieures à celles obtenues sur les plages de la région de Barfleur par P. Hommeril (1967 a) et reportées sur la figure 24. Pour des galets de silex de 5 cm, P. Hommeril donne 313 pour moyenne arithmétique des médianes d'émoussé, 268 et 400 pour valeurs extrêmes de l'émoussé. Les résultats indiqués par A. Cailleux et J. Tricart (1959) pour des plages marines sont moins élevés (médiane d'émoussé : 235, indices extrêmes : 50 et 490) mais ils sont nettement supérieurs à ceux que j'ai obtenus. Dans l'ensemble, les silex de la Manche centrale sont donc moins usés que les silex des cordons littoraux actuels, mais les valeurs obtenues sont plus fortes que celles des formations fluviatiles pour lesquelles A. Cailleux et J. Tricart indiquent une médiane d'émoussé comprise entre 55 et 110 selon les climats.

Le report des valeurs obtenues sur carte (fig. 24) montre que les valeurs d'émoussé les plus fortes se trouvent au voisinage de l'isobathe - 60. La répartition des stations caractérisées par la présence de silex à marques de chocs est analogue. Etant donné que le façonnement des galets se produit principalement au niveau moyen des hautes mers (Berthois, 1949; Hommeril, 1967 a), les résultats suggèrent un stationnement du niveau marin à une soixantaine de mètres de profondeur. L. Dangeard (1928) avait déjà avancé cette hypothèse à partir d'observations faites en Manche centrale : station D 246 (50° 12' N et 2° 02' W) et D 396 (50° 10' N et 1° 24' W). Elle s'accorde avec les nombreuses preuves d'une ancienne ligne de rivage décelée à la périphérie du Massif Armoricaïn entre - 52 et - 57 m, c'est-à-dire à une altitude légèrement supérieure (Pinot, 1966; et 1968; Hommeril, 1967 a; Hinschberger et Corlay, 1967; Hinschberger et Pauvret, 1968; Hinschberger, 1969; Tabarly, 1970). Le remaniement des anciens cordons littoraux ne permet pas de fixer le stationnement de la mer avec précision dans la région étudiée où je n'ai pas relevé de falaises submergées.

Pour comparaison, j'ai voulu réaliser des mesures d'émoussé sur des lots de grès ou de quartzites, mais les 50 galets nécessaires, compris entre 30 et 50 mm, n'ont pu être recueillis qu'en 9 stations seulement. Or, ces 9 stations sont situées entre 50 et 60 m de profondeur. Dans la région



Fig.24 . REPARTITION des SILEX

MORPHOSCOPIE-MORPHOMETRIE



— moins de 5% de galets dans le sédiment au Sud de cette ligne

• affleurements de Crétacé supérieur

MORPHOSCOPIE + MORPHOMETRIE des GALETS

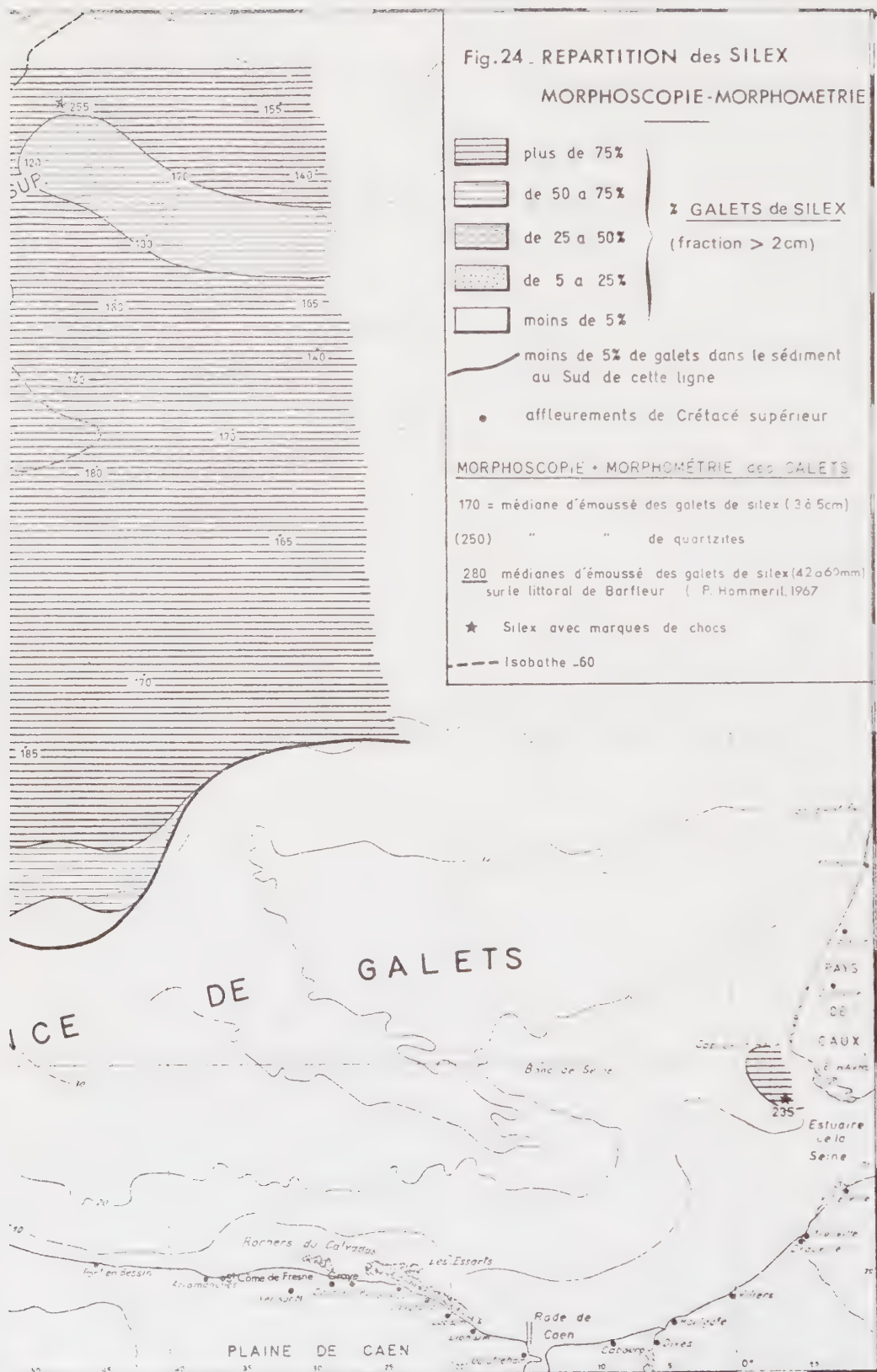
170 = médiane d'éroulé des galets de silex (36.5cm)

(250) " " de quartzites

280 médianes d'éroulé des galets de silex (42.6mm) sur le littoral de Barfleur (P. Hommeril, 1967

★ Silex avec marques de chocs

--- Isobathe -60



considérée, les grès et les quartzites sont des éléments allochtones et la concentration de ces roches à certaines altitudes peut s'expliquer par un transport par radeaux de glace venant s'échouer sur les anciennes plages. C'est donc un argument en faveur de l'hypothèse d'un stationnement de la mer au voisinage de - 60 m. Quant aux valeurs obtenues pour les médianes d'é-moussé (fig. 24), elles sont plus élevées que celles des lots de silex. La moyenne arithmétique de ces médianes est en effet de 269. De nombreux galets ont un indice supérieur à 250 ce qui traduit vraisemblablement un façonnement par les vagues à une époque où le niveau marin se trouvait à une soixantaine de mètres sous le niveau actuel. Il faut toutefois interpréter les résultats avec prudence car les galets de roches gréseuses, provenant des terrains primaires, ont une plus longue histoire que les silex. Le façonnement peut être partiellement hérité, par remaniement de galets du Trias notamment.

L'étude morphométrique des galets n'a pas permis de reconnaître les autres niveaux d'accumulation littoraux mis en évidence au large des côtes bretonnes entre - 106 et - 90 m, - 40 et - 35 m, autour de - 20 m (Vanney, 1964 et 1969; Pinot, 1968; Saint-Requier et Guilcher, 1969; Hinschberger, 1969; Lefort, 1970_b; Tabarly, 1970). En Manche centrale, les profondeurs ne sont que localement inférieures à - 85 m de telle sorte que les niveaux les plus bas ne peuvent pas être décelés. Au-dessus de - 50 m, le substratum rocheux et sa couverture caillouteuse sont souvent masqués par des dépôts sablo-graveleux (Baie de Seine).

c - Remarques concernant la composition pétrographique des dépôts caillouteux.

A côté des galets de roches très résistantes aux agents d'érosion et souvent allochtones comme les silex, les grès ou les quartzites, les roches endogènes à grain fin, la couverture caillouteuse contient des fragments de roches beaucoup plus fragiles et peu usés :

- granites à gros grain sur la partie immergée du Massif de Barfleur,
- phyllades sériciteux dans l'Anse de Cherbourg et à la périphérie du Massif de Barfleur (fig. 7),
- faciès calcaires variés, localement crayeux, au NE de Barfleur et au large du Cotentin sur substratum crayeux (fig. 40),
- argilites du Trias au NE de la Pointe de Saire.

Les fonds sous-marins sont en outre parsemés de blocs volumineux. Il n'est pas rare que les pêcheurs en ramassent avec leur chalut et M. Graindor (1958 a) en a identifié de nombreux dans le Golfe normanno-breton. Dans cette région, leur nature pétrographique est variée (granites, diorites, quartzites, grès rouges, grès-quartzites gris clair, phanites) et l'auteur admet un déplacement de plusieurs kilomètres pour la plupart de ces blocs volumineux atteignant parfois plusieurs mètres cubes. Des blocs exotiques appelés "gas" ont également été décrits depuis longtemps par C. Velain (1886) et E. Hue (1926) sur les platiers rocheux du Calvados. Ils sont formés de granites, de pegmatites, d'amphibolites, de grès, d'arkoses et il est établi qu'ils proviennent du Cotentin, des Iles anglo-normandes ou des côtes bretonnes (Barrois, in Velain, 1886; Bigot, 1942).

Sur le continent, la présence de roches tendres dans les nappes alluviales fossiles est un critère de "jeunesse" du dépôt. Dans la vallée de l'Orne, J. Pellerin (1968) a même utilisé le degré d'altération de certaines roches à des fins chronostratigraphiques.

Les phases interglaciaires ont été marquées, dans nos régions, par une pédogénèse active qui ne s'est pas exercée sur les cailloutis alors immergés. Il n'est donc pas possible d'extrapoler sans réserves les résultats acquis sur le continent. Cependant, l'état de fraîcheur des fragments de roches tendres énumérés ci-dessus, leur rapport étroit avec la nature pétrographique du substratum, excluent la possibilité de remaniements successifs lors des oscillations du niveau marin. Je leur attribue donc une mise en place récente principalement liée aux phénomènes de gélifraction. Plus précisément, la genèse de ce matériel se rapporte vraisemblablement au Würm III, période qui fut caractérisée par un climat rigoureux et par un important mouvement régressif abaissant le niveau marin d'une centaine de mètres par rapport au niveau actuel.

La mise en place des galets de grès, de quartzites, de quartz filonien, de microgranites, de granites à grain fin peut être plus ancienne et divers agents de transports ont pu successivement intervenir pour disperser ces éléments résistants aux agents de l'érosion. Cependant, leur présence dans la plupart des dragages (fig. 41 et 42) quelle que soit la nature du substratum rocheux et la situation par rapport aux paléovallées, l'existence de

blocs exotiques et volumineux largement répartis, m'amène à attribuer un rôle important aux apports par glaces flottantes. Aujourd'hui, dans l'estuaire du Saint-Laurent, de tels radeaux transportent des masses énormes de matériaux, parfois des blocs de plusieurs tonnes, sur des dizaines de kilomètres (Dionne, 1969 a et 1969 b). La dispersion des blocs, des galets et des graviers de toutes sortes pris en charge par les radeaux de glace s'est faite au gré des courants, des vents et de la position de la ligne de rivage. A cet égard, la présence de blocs exotiques sur les plages actuelles peut surprendre puisque les périodes froides sont habituellement associées à un niveau marin déprimé. C'est là un argument supplémentaire en faveur d'un niveau marin voisin du niveau actuel pendant le Würm moyen, période caractérisée par des températures suffisamment basses pour permettre la formation des radeaux de glace (1)

123 - Dents de Mammouths mêlées au cailloutis.

Des restes de Mammouths ont été signalés depuis longtemps sur les plages du Calvados : Graye-sur-Mer (Marc, 1866); Saint-Côme-de-Fresné (Guillaume, 1932, 1935, 1948), Villers-sur-Mer (Bigot, 1939 b) ou à faible profondeur, sur les anciennes huitrières de la région de Courseulles (Marc, 1866; Bigot, 1897; Mercier, 1933). Ces gisements peu profonds, preuves d'un niveau marin plus déprimé que le niveau actuel, ont été rapprochés de ceux de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais ou de la Manche orientale généralement situés à moins de 20 m de profondeur (Leith-Adams, 1879; Sauvage, 1899; Briquet, 1921; Dubois, 1924 a; Leriche, 1948).

Récemment, un gisement beaucoup plus profond (une soixantaine de mètres) a été découvert par les pêcheurs de Saint-Vaast-la-Hougue et de Grandcamp (2), au NE du périmètre étudié, à une vingtaine de milles au SW du Cap Beachy-Head. Signalé par A. Veillet en 1959, j'en ai repris l'étude en m'efforçant de dater le matériel recueilli.

-
- (1) Il est évident que cette période ne fut pas la seule favorable au transport par les glaces. H. Elhaï (1963) envisage la mise en place des "gas" au début des périodes froides quand le niveau marin est encore relativement élevé.
- (2) Je remercie Messieurs Elie, Doucet, René, Bernières et Guillemin des renseignements qu'ils m'ont fournis et des échantillons qu'ils ont pu me procurer.

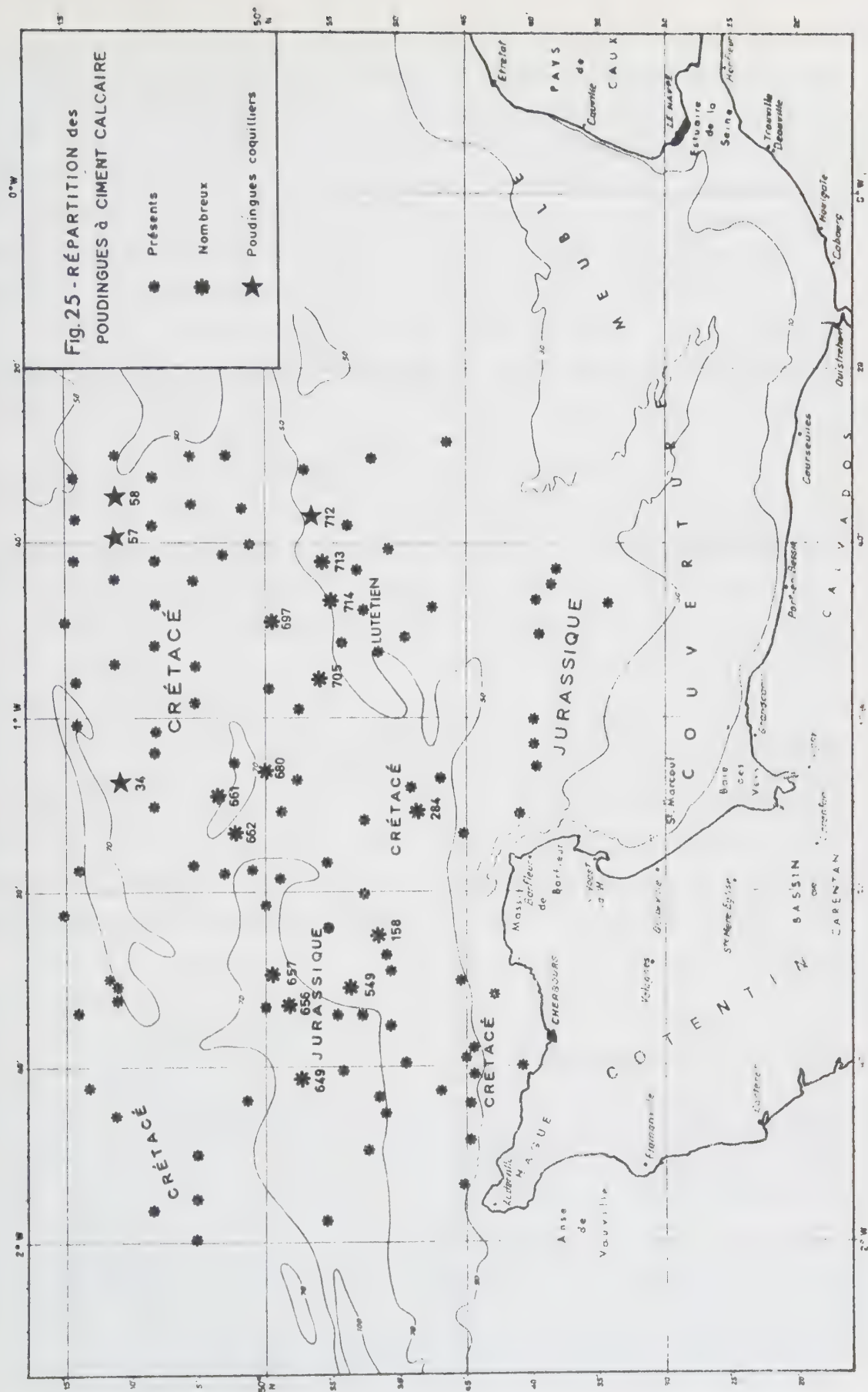
Les ossements récoltés grâce aux larges dragues à coquilles Saint-Jacques, sont dispersés sur les fonds caillouteux d'un quadrilatère compris entre 50° 25' N et 50° 32' N d'une part, 0° 02' W et 0° 28' W d'autre part. Une trentaine de molaire ont été recueillies (pl. IX, 1). Elles présentent une patine ferrugineuse vernissée et supportent fréquemment des restes d'organismes fixés (Balanes, Serpulidés). Elles ont été profondément pénétrées par l'eau de mer si bien que les lamelles s'effritent et que l'ivoire intact est rare. Ce mauvais état du matériel n'était pas favorable à une mesure d'âge par le radiocarbone. Plusieurs essais ont cependant été effectués au Laboratoire des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette, mais un seul résultat a été obtenu (8720 $\pm$ 300 ans B.P.) lui-même très douteux. L'âge indiqué paraît en effet trop récent comparé aux informations relatives à l'élévation du niveau marin au cours de l'Holocène d'une part (fig. 35) et à celles concernant la disparition du Mammouth de nos régions d'autre part. D'après G. Dubois (1924 a, b et c) cette disparition remonterait à environ dix millénaires dans les Flandres, elle ne serait guère plus tardive au Danemark et en Finlande. De toute manière, il s'agit sans doute d'une faune würmienne peut-être néowurmienne (1), impliquant l'émersion de la Manche orientale.

124 - Les poudingues à ciment calcaire.

Signalés et décrits en Manche occidentale par L. Berthois et J. Furnestin (1938), M.J. Graindor (1958 a), G. Boillot (1961 b et 1964), P. Hommeril (1967 a), F. Hinschberger (1969), J.P. Lefort (1970 b), S. Tabarly (1970), les poudingues à ciment calcaire, localement coquilliers, sont fréquents en Manche centrale. Des fragments, mêlés aux cailloutis, en ont été recueillis en 114 stations (fig. 25).

Les principaux composants de ces conglomérats sont des graviers ou des galets de silex aux angles souvent émoussés. Ils renferment en outre des éléments dont la nature est généralement liée à celle du substratum local. Les échantillons récoltés aux stations 34, 57, 58 et 712 renferment des coquilles (pl. IX, 4, 5 et 6) appartenant aux espèces suivantes : Chlamys vari, Chlamys opercularis, Venerupis rhomboïdes, Venerupis pullastra, Glycymeris glycymeris, Venus ovata, Buccinum undatum et Gibbula sp. (2). Ces formes son

-
- (1) Y. Guillien subdivise le Würm en Eowürm, Mésowürm et Néowürm ce qui correspond aux subdivisions I, II et III de cette période.
 - (2) Déterminations de MM. F. Bénard (Directeur de l'I.U.T. de Biologie Appliquée de Caen) et de J.J. Cléret (Maître-Assistant au Laboratoire Maritime de Luc-sur-Mer.



actuellement communes en Manche, en particulier sur les fonds ayant fourni les poudingues coquilliers, mais, par certains caractères morphologiques, elles ont un cachet ancien. Les valves de Glycymeris sont généralement plus inéquilatérales que celles des coquilles actuelles (pl. IX, 6), l'échantillon rapporté à l'espèce Venerupis rhomboïdes (pl. IX, 5) correspond à une variété plus grande, à test plus épais et à bord anal un peu moins tronqué que les spécimens actuels (1). Des observations analogues ont été faites par G. Boillot (1964) et par P. Hommeril (1967). Avec eux et J.P. Lefort (1970b), je conclus à des dépôts antéflandriens, probablement normanniens, correspondant à des conditions écologiques sensiblement identiques à celles d'aujourd'hui.

Certains galets, fragmentés par le gel, ont été recimentés sur place (pl. IX, 3 et G. Boillot, 1964) sans dérangement des éclats, ce qui conduit à penser que la cimentation s'est produite peu de temps après le fractionnement de la roche, dans des conditions voisines, c'est-à-dire à l'air libre car la mer s'avançant sur des galets éclatés en aurait dispersé les fragments.

Les échantillons recueillis en dragage ou parfois rejetés à la côte (Rioult, 1960) proviennent sans doute de la dissociation de formations plus étendues comme en témoignent les vestiges de ciment calcaire conservés à la surface de quelques galets. Cependant, la présence de coquilles non usées dans les conglomérats, l'existence d'un ciment très bien consolidé, la forme parfois capricieuse de certains échantillons font douter d'un important démantèlement et suggèrent une cimentation irrégulière et très partielle des cailloutis.

La répartition des conglomérats (fig. 25) montre qu'ils sont généralement liés à la nature calcaire du substratum rocheux et qu'ils sont particulièrement nombreux là où il est crayeux. Dans ces conditions, je pense que les cimentations résultent de la circulation d'eaux bicarbonatées dans des dépôts meubles en pays calcaire. Des phénomènes analogues ont conduit à la cimentation partielle des dépôts bas-normanniens de Bernières reposant sur le Bathonien supérieur calcaire (Hommeril, 1964 a). Ils se produisent encore aujourd'hui, au pied de certaines falaises du Bessin (région de Colleville-sur-Mer par exemple), où se forment des conglomérats par précipitation du

(1) Remarques de Monsieur Fisher du Muséum d'Histoire Naturelle.

carbonate de calcium entre les galets du cordon littoral. Pendant les périodes froides la dissolution des roches calcaires fut favorisée par leur gélifraction, allant jusqu'à la pulvérisation dans le cas de roches aussi gélives que la craie.

L'interprétation proposée diffère de celle de G. Boillot (1964) qui attribue une origine uniquement coquillière au ciment carbonaté. S'il en était bien ainsi, aucun lien n'apparaîtrait entre la répartition de ces conglomérats et la nature calcaire du substratum (1). Je ne retiens pas non plus l'hypothèse du même auteur selon laquelle les cailloutis proviennent du remaniement d'un poudingue fossilifère à ciment calcaire très largement répandu. Il s'agit au contraire, comme le pense également P. Hommeril (1967) de phénomènes affectant localement la couverture caillouteuse.

La présence de restes de ciment calcaire à la surface d'une molaire de Mammouth (pl. IX, 2) recueillie dans la région indiquée ci-dessus m'amène à penser que des cimentations se sont effectuées au Würm, notamment lors de la dernière régression du Würm III. Cela ne signifie pas que toutes les cimentations soient de cette époque, il a pu s'en former à chaque phase régressive antérieure.

Les sédiments sous-marins portent donc les marques des périodes d'émersion (sables éolisés, galets gélifractés, restes de Mammouths, conglomérats à ciment calcaire) et d'immersion (galets émoussés par les vagues, matériaux apportés par les radeaux de glace, quartz émoussés luisants, dépôts coquilliers) du Quaternaire. La plupart de ces traces peuvent être attribuées à la transgression flandrienne, à la dernière régression würmienne (Würm III) et aux oscillations marine positives du Normannien.

13 - LES PALEOVALLEES ET LEUR EVOLUTION.

131 - Le profil des paléovallées dans le substratum rocheux.

Les profils à l'étincelle ont permis de recueillir des informations précises sur le profil des anciennes vallées et sur l'importance de leur remblaiement. En particulier, grâce aux nombreux enregistrements réalisés

(1) Récemment, J.P. Lefort (1970 b) a proposé une autre explication à l'origine du calcaire qui cimente les conglomérats. Pour l'auteur il proviendrait de la couche de loess qui a recouvert les cailloutis avant la dernière transgression. Elle n'est pas contradictoire avec la mienne, elle la complète, en faisant remarquer cependant que les loess, souvent argileux, sont peu perméables et par conséquent peu favorables à la présence d'eaux riches en bicarbonates.

aux abords du Havre, le cours de la Seine a pu être reconstitué avec une bonne précision dans cette région (Robert, 1967 et 1969; Guyader, 1968).

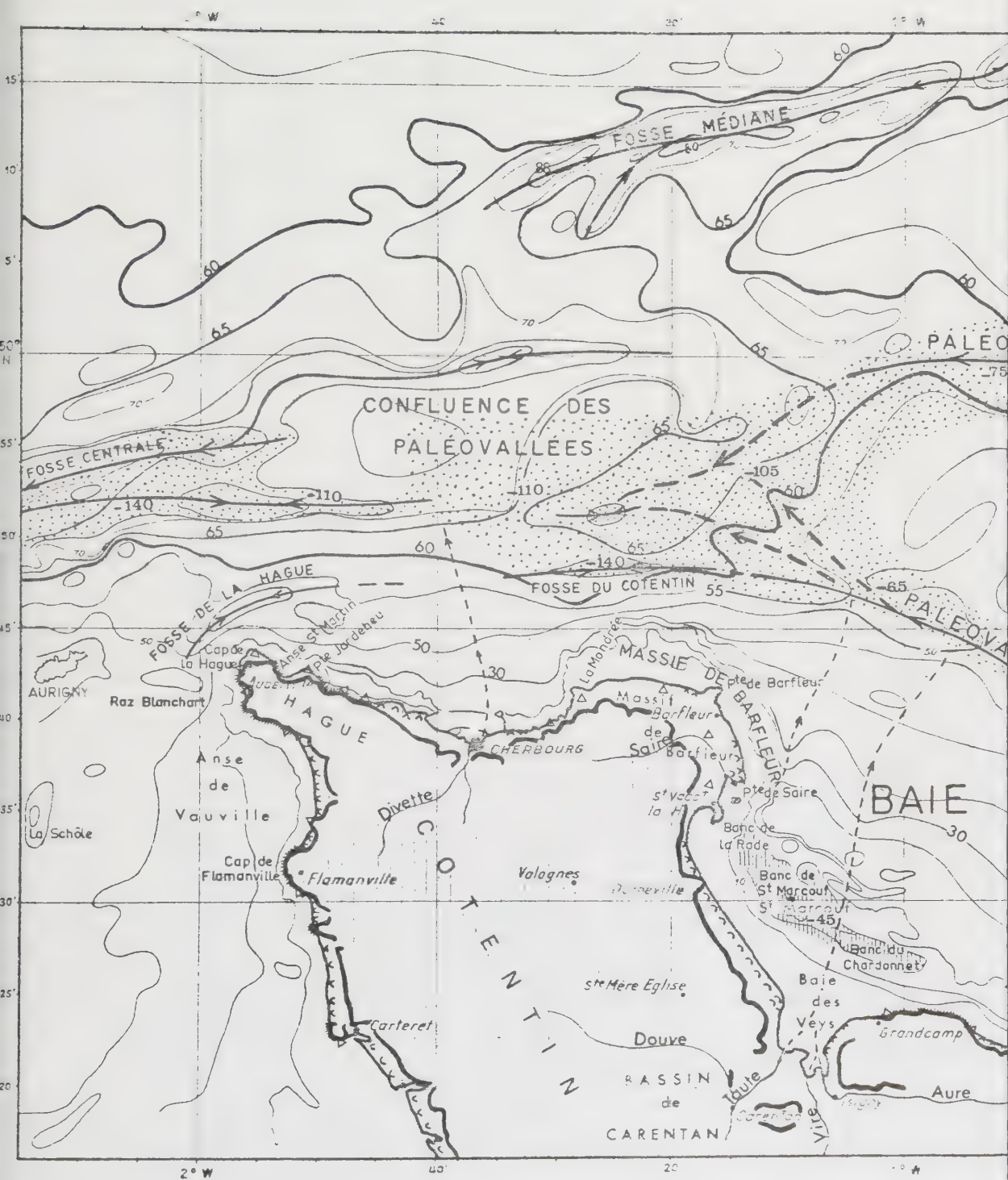
Il apparaît d'abord que la paléovallée de la Seine ne coïncide pas avec le couloir dessiné par les isobathes sur les cartes marines, entre l'estuaire actuel et le méridien de Ouistreham. L'ancien lit est situé plus au Nord, dans le prolongement du Cap de la Hève, sous le Banc de Seine (fig. 26). Le bed-rock parfois atteint en forage se trouve à des cotes variant de - 27 m à - 32 m (par rapport au 0 des cartes marines : C.M.) dans la région havraise (Guyader, 1968). Il s'abaisse progressivement vers l'Ouest et se trouve aux environs de - 42 m/C.M. sur le méridien de Ouistreham ce qui représente une pente d'environ 0,4 %. Cette inclinaison de l'ancien lit se maintient au large puisque les altitudes les plus basses relevées sur les méridiens d'Arromanches et de Grandcamp sont respectivement : - 55 m et - 65 m.

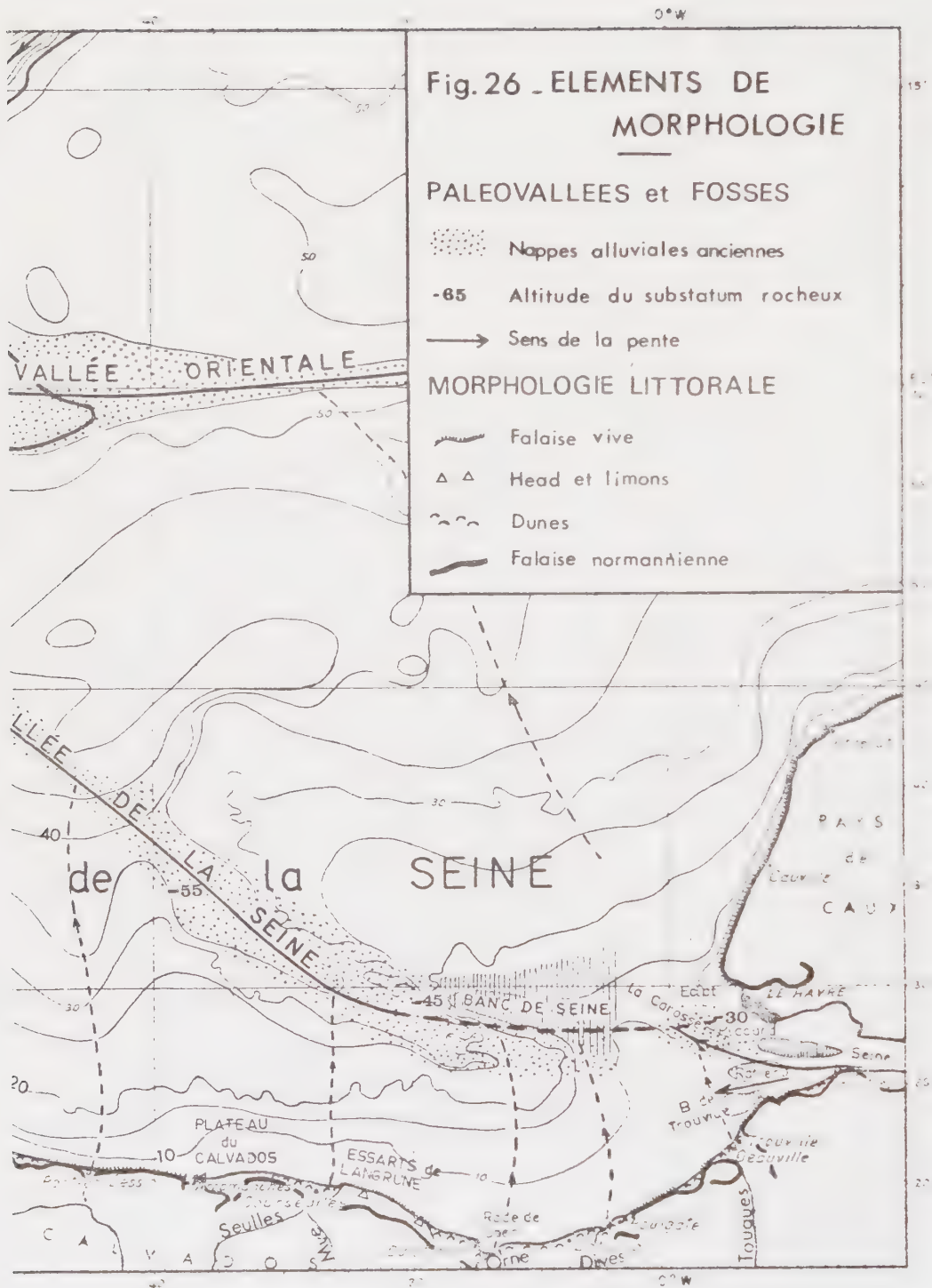
Le profil des paléovallées affluentes, provenant du Calvados, semble assez voisin. Le substratum rocheux s'enfonce à des cotes de l'ordre de - 30 m/C.M. dans les basses vallées actuelles. A l'embouchure de l'Orne, A. Bigot (1911) signale en effet le fond rocheux à - 35 m N.G.F. et à la Pointe de Brévands, dans la Baie des Veys, un récent forage a été arrêté à - 26 m N.G.F. sans avoir atteint le bed rock. Au large, seul l'ancien lit de la Vire a été repéré par les enregistrements sismiques (pl. VIII, 3), il s'abaisse jusqu'à - 45 m/C.M. au SE des Iles Saint-Marcouf.

Au N du Massif de Barfleur, la paléovallée de la Seine qui conflue avec une paléovallée venant de la Manche orientale s'élargit considérablement et s'étale sur une quinzaine de kilomètres de largeur, entre 49° 48' N et 49° 56' N. En même temps, le fond rocheux s'abaisse assez brusquement jusqu'à des cotes de l'ordre de - 105 à - 110 m/C.M. Ces altitudes se maintiennent sensiblement constantes au N de Cherbourg, puis l'ancien thalweg se rétrécit au large de la Pointe de Jardeheu (pl. VIII, 2). Au-delà, l'entrée de la Fosse centrale se marque par un enfoncement du bed-rock atteignant déjà - 140 m au N du Raz Blanchart.

Remarque :

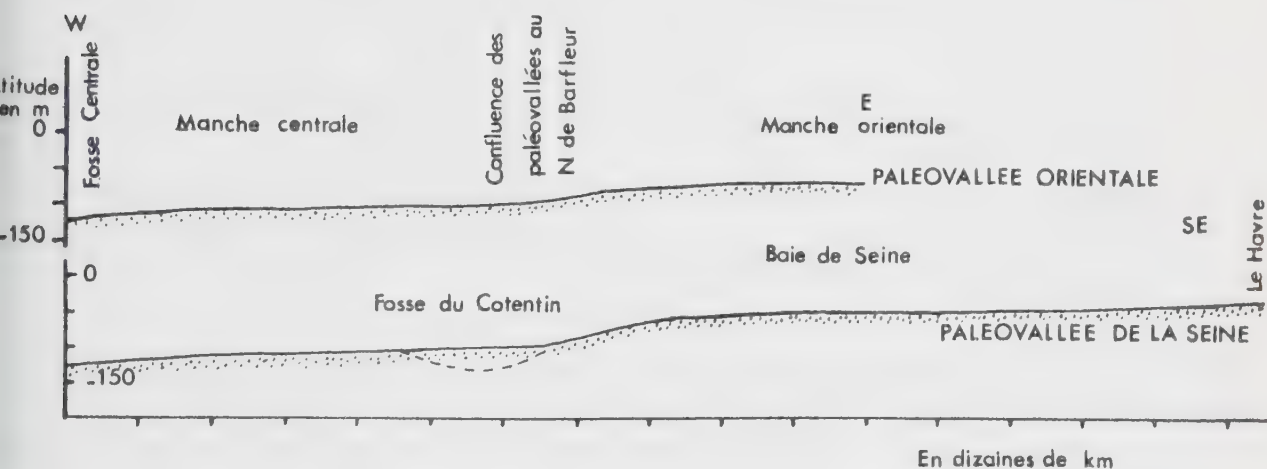
La paléovallée qui conflue avec la paléoSeine au N du Cotentin est difficile à suivre en Manche orientale où elle est masquée par des sédiments récents. Cependant, ses dimensions voisines de celles de la paléovallée de la Seine au NE de Barfleur, et la masse des alluvions déposées ne paraissent pas compatibles avec l'hypothèse de M.J. Graindor (1964 a) selon laquelle l'axe du Bray constituait une ligne de partage des eaux au Quater-





naire. D'ailleurs ce pli anticlinal n'est pas marqué dans les séries tertiaires du fond de la Manche orientale (Lapierre, Robert et Ville, 1969 b). Un paléobassin de la Somme couvrant le N de la France, la Manche orientale et le SE de l'Angleterre (un quart de la superficie du bassin de la paléoSeine) semble encore petit comparé à la taille de la paléovallée considérée. Par contre, cette dernière n'est pas à la mesure d'un bassin couvrant ceux du Rhin, de la Meuse, de la Tamise et des rivières du N de la France comme le proposent certains auteurs (Baak, 1936; Woldstedt, 1967; in Dujon, 1969). Cette question reste donc en suspens et, dans l'état actuel des connaissances, je propose d'appeler cette ancienne vallée : paléovallée orientale.

Dans cette paléovallée orientale, les cotes les plus basses relevées sur le méridien de Port-en-Bessin, sont de l'ordre de -75 m ce qui correspond aux résultats obtenus pour la paléovallée de la Seine au NE de Barfleur. Vers l'aval les fonds s'abaissent à -105 m environ en une courte distance de telle sorte que pour les deux rivières, le profil longitudinal représenté ci-dessous se caractérise par une rupture de pente à l'entrée de la Manche centrale, approximativement sur le méridien de Barfleur.



Profil longitudinal de la paléovallée de la Seine et de la paléovallée orientale (hauteurs multipliées par 100).

132 - Le remblaiement des paléovallées.

Dans les basses vallées actuelles le remblaiement atteint une trentaine de mètres d'épaisseur. A la base, les alluvions grossières reposant sur le bed-rock sont composées de graviers, de galets ou de blocs pris dans une gangue sableuse ou silto-argileuse. Ces nappes de fond ont de 5 à 10 m d'épaisseur dans la région havraise (Guyader, 1962; Michel, 1968).

Elles sont recouvertes de dépôts silteux à minces lits de tourbe rappor-
tés au Postglaciaire, et de sédiments sableux, finement coquilliers, flan-
driens.

Les forages récemment réalisés à l'extrémité du Banc de Seir
(1) montrent que la nappe grossière de base arrive parfois à l'affleurement,
la puissance des formations holocènes étant très variable. Au-delà, les ren-
seignements précis sur la nature du remblaiement font défaut, mais la prése-
ce de dépôts superficiels de plus en plus grossiers indique la disparition
complète des sédiments fins postglaciaires.

Le remblaiement qui atteint 15 à 20 m d'épaisseur au NE de
Barfleur, dans la paléovallée de la Seine, s'épaissit à l'Ouest (une tren-
taine de mètres, localement davantage) malgré l'élargissement de l'ancien
thalweg. Plus localisé au N de la Pointe de Jardeheu (pl. VIII, 2), l'allu-
vionnement redevient imposant à l'entrée de la Fosse centrale où les nappes
alluviales se superposent sur une quarantaine de mètres d'épaisseur (Robert
1969).

Les silex étant les composants principaux des alluvions gros-
sières, on relève une relation directe entre l'épaisseur des dépôts et la
répartition des affleurements de Crétacé crayeux. Par exemple, le remblaie-
ment est particulièrement important au N de Barfleur, à l'aval d'une région
crayeuse (fig. 19).

133 - Remarques concernant l'évolution du réseau hydrographique (2)

Les informations concernant l'évolution des réseaux hydrogra-
phiques aujourd'hui submergés sont peu nombreuses car les traits morphologi-
ques acquis à l'air libre ont été en partie retouchés ou détruits par la mer
lors des oscillations du niveau marin au Quaternaire. De plus, cette évolu-
tion ne s'est produite qu'au cours des périodes régressives, sous climat
froid, elle n'est donc pas exactement comparable à celle des vallées conti-
nentes.

-
- (1) Je remercie Monsieur J. Guyader, Ingénieur-Géologue au Port Autonome du
Havre, de m'avoir fourni ces précieux résultats. Un prochain travail
réalisé en collaboration sera consacré à l'ensemble des renseignements
acquis en forages dans le Port du Havre et ses abords.
 - (2) Je remercie J. Pellerin des conversations que nous avons eues sur le
problème des paléovallées et de leur évolution.

a) - La paléovallée de la Seine jusqu'au NE de Barfleur.

Dans la portion aval des rivières actuelles de la région, les nappes alluviales sont d'autant plus récentes qu'elles sont basses, les terrasses inférieures sont rapportées au Würm. Plus précisément, J. Pellerin (1968) date du Würm ancien (Würm I) un dépôt alluvial de l'Orne nettement distinct de l'importante nappe grossière de fond qu'il propose de rattacher à la deuxième moitié du Würm. Dans la basse vallée actuelle, cet alluvionnement caractérisé par l'état de fraîcheur des matériaux, fait suite à un creusement d'une vingtaine de mètres dans le bed-rock. D'après ce que l'on connaît maintenant de l'histoire würmienne, il est logique d'attribuer au Würm III l'enfoncement des rivières dans leur partie inférieure actuelle. Dans ces conditions, l'ultime mise en place de la nappe alluviale grossière de fond remonte seulement à la fin du Würm. D'après J. Pellerin (1968), les irrégularités du profil longitudinal de l'Orne, dans un matériel calcaire assez homogène, ne peuvent s'expliquer que par une courte durée du stationnement de la mer à un niveau très bas. En limitant la phase régressive importante du Würm au Würm III, soit à une vingtaine de millénaires à peine, l'interprétation proposée s'accorde avec la remarque de J. Pellerin.

Pour la paléovallée de la Seine, nous avons vu que le substratum rocheux s'abaisse progressivement vers la région de Barfleur à partir des cotes de l'ordre de - 30 relevées dans l'estuaire. Les caractères du remblaiement alluvial sous le Banc de Seine, à une vingtaine de kilomètres en mer, sont voisins de ceux qui s'observent en forage, au Havre ou dans l'embouchure de l'Orne. On retrouve notamment une nappe grossière de fond ayant près de 10 m d'épaisseur. Etant donné cette continuité, il est logique de rapporter au Würm la majeure partie du creusement du couloir fluvial apparent en Baie de Seine et dont la profondeur reste généralement inférieure à 25 m par rapport au plateau adjacent. Sur le continent, la basse nappe alluviale ris-sienne s'achève au voisinage des hautes mers actuelles (+ 8 m N.G.F. dans le cas de l'Orne : J. Pellerin, 1968), soit à une trentaine de mètres au-dessus de la nappe würmienne inférieure. En Baie de Seine, ces dépôts rissiens ont dû être remaniés par les mers normanniennes et le modelé continental associé, a été profondément retouché depuis.

Les anciens lits fluviaux de la Seine et du fleuve oriental, creusés dans le bed-rock, se suivent régulièrement jusqu'aux environs de - 70 m mais la régression würmienne atteignit probablement, au Würm III, une

cote plus basse. Au SW de la Bretagne, J.P. Pinot (1968) rapporte au Néowürm un rivage submergé découvert à - 106 m. De leur côté, les spécialistes américains, en se basant le plus souvent sur le volume de glace capitalisé sur l'ensemble du globe, proposent des altitudes comprises entre - 105 et - 130 (Mac Farlan, 1961; Curray, 1961 et 1964; Donn, Farrand et Ewing, 1962; Shepard et Curray, 1967; Milliman et Emery, 1967).

b) Les paléovallées au Nord du Cotentin.

L'élargissement important du couloir fluvial au N du Cotentin en aval des régions à sous-sol crayeux, résulte vraisemblablement de l'évolution particulièrement rapide des versants marneux sous climat périglaciaire. Je rappelle en effet que le Jurassique de la Manche centrale présente fréquemment ce faciès.

Par contre, les variations dans la nature lithologique du substratum n'expliquent probablement pas les caractères particuliers du profil longitudinal des anciennes rivières, notamment la rupture de pente décelée au large de Barfleur (p. 137). Pour le moment, les informations recueillies sont encore trop peu nombreuses pour proposer une explication satisfaisante à ce sujet.

Remarque :

Au cours du Pléistocène, en fonction des variations du niveau marin et de la topographie du substratum rocheux, la région déprimée située au N du Cotentin fut tantôt un golfe dépendant de la Manche occidentale, tantôt un lac relié ou non à celui de la Fosse centrale. Cette évolution a sans doute laissé son empreinte sur la morphologie sous-marine mais il est difficile de la mettre en évidence.

Au maximum de la régression würmienne (Würm III) le niveau de base devait être au voisinage du fond des paléovallées situées au N du Cotentin, en retenant un abaissement du niveau de la mer d'une centaine de mètres. Le façonnement des dépressions qui s'enfoncent plus profondément (- 140 m dans la Fosse du Cotentin, - 175 m dans la Fosse centrale) est donc plus ancien. Il en est de même du remblaiement décelé à l'extrémité de la Fosse centrale, entre - 100 et - 140 m/C.M.

Les dépôts qui comblent la vaste dépression située au N du Cotentin, entre - 65 m et - 105 m/C.M. environ, suggèrent une édification deltaïque due aux fleuves würmiens. L'alluvionnement grossier qui résulte de conditions climatiques particulières assurant notamment de violentes crues

estivales (début de la déglaciation notamment) s'est sans doute amorcé à l'époque de bas-niveau marin (environs de - 100 m). L'élévation du niveau des eaux au cours de la transgression flandrienne, a ensuite favorisé les dépôts dans une région alors occupée par un golfe où se déversaient deux puissants fleuves. Le stationnement de la mer au voisinage de - 60 m (p.128) se place logiquement au cours de cette transgression et il contribue à expliquer l'abondance des dépôts à une altitude inférieure. Les couloirs fluviaux s'estompent en effet au-dessous de l'isobathe - 60, isobathe renforcée sur la figure 26. L'isobathe - 65 située sur les nappes alluviales présente un tracé très différent, plus irrégulier.

c) - Le problème d'un paléoRhin traversant la Manche au Riss .

A cette époque, la calotte glaciaire s'étendait jusqu'au S de l'Angleterre et couvrait la majeure partie de la Mer du Nord de telle sorte qu'il est souvent admis depuis J. Baak (1936) que le Rhin se déversait alors vers l'Atlantique. Je n'ai pas recueilli d'informations décisives à ce sujet. La paléovallée orientale est un couloir fluvial en partie creusé au Würm et j'ai déjà fait remarquer que ses dimensions, comparées à celles de la paléovallée de la Seine, sont incompatibles avec celles d'un paléoRhin grossi des rivières importantes du S de l'Angleterre, du N de la France, de la Belgique et des Pays-Bas. De toutes manières, les traits morphologiques acquis au Riss ont été remodelés ultérieurement et il n'est pas surprenant qu'ils soient difficiles à reconnaître. Les dépôts ont été également remaniés. Cependant, J. Baak (1936) pense que les nappes alluviales d'origine rhénane ont marqué les cortèges de minéraux lourds des sables de la Manche par l'association grenat, épidote, hornblende. Nous verrons plus loin (p.203) que cette association est effectivement un caractère assez constant des sables de la région étudiée mais que son origine n'est pas obligatoirement nordique, elle peut être armoricaine ou centralienne (Berthois et Furnestin, 1938; Brajnikov, 1947; Giresse et Larssonneur, 1970). Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'y a donc pas de preuves d'un paléoRhin traversant la Manche au Riss, encore moins au Würm comme l'envisage S. Dujon (1969). Mais, le problème reste posé, et de précieux renseignements pourraient être tirés de forages profonds réalisés dans les nappes alluviales de la Fosse centrale.

14 - LES FOSSES DE LA MANCHE CENTRALE.

Deux petites fosses bordent la côte nord du Cotentin : la Fosse de la Hague et, plus à l'Est, une fosse que j'ai proposé d'appeler Fosse du Cotentin (p. 4).

La Fosse de la Hague, décrite par G. Boillot (1963 b), mesure environ 15 km de longueur. Sa forme arquée épouse sensiblement la courbure du littoral et son flanc nord est plus abrupt que son versant méridional. Elle atteint 110 m de profondeur ce qui représente un creux d'environ 50 m par rapport au plateau voisin. Au Sud-Ouest elle est accompagnée de deux petites dépressions annexes atteignant 90 m de profondeur.

La Fosse du Cotentin borde le Massif granitique de Barfleur mais elle ne figure pas sur les cartes marines bien qu'elle ait été minutieusement relevée par le Service Hydrographique de la Marine. Elle est en effet dessinée sur les minutes de sondes de la région à partir desquelles j'ai réalisé la figure 27. C'est une fosse très étirée qui s'allonge en direction sensiblement E - W ($N 85^{\circ} E$). Elle présente une légère courbure sur le méridien $1^{\circ} 29' W$ et se bifurque à l'Ouest en donnant une branche qui se dirige vers le Nord-Ouest et une étroite gouttière qui rejoint la Fosse de la Hague. Ses flancs sont généralement en pente douce (de 3 à 5 % en moyenne, localement 7 %). Elle mesure 18 km de long, 1,5 km de large et sa profondeur atteint 88 m. Le fond irrégulier est accidenté de petites dépressions et de sillons qui parfois se bifurquent. Au Sud, elle est accompagnée de fosses annexes, souvent allongées et orientées E - W atteignant 5 à 10 m de profondeur (fig. 27). Des creux analogues existent aussi à l'E et au NE de Barfleur (fig. 11).

A une dizaine de milles au NNW de la Hague se trouve la terminaison orientale de la Fosse centrale qui se suit sur près de 150 km en Manche occidentale (Boillot, 1963 c). A l'E du méridien de la Pointe de Jardeheu, elle se divise en deux branches orientées E - W où la profondeur est comprise entre 75 et 85 m (fig. 26).

La Fosse médiane située à la limite septentrionale du périmètre étudié se prolonge loin vers le Nord-Est et se bifurque au Sud-Ouest. D'après mes renseignements à l'échosondeur son fond s'abaisse jusqu'à - 88 m. Il est irrégulier et présente une succession de petites collines et de sillons allongés parallèlement à l'axe de la fosse. Le profil topographique suivant, établi à partir d'une "bande sondeur", donne un aperçu de cette morphologie

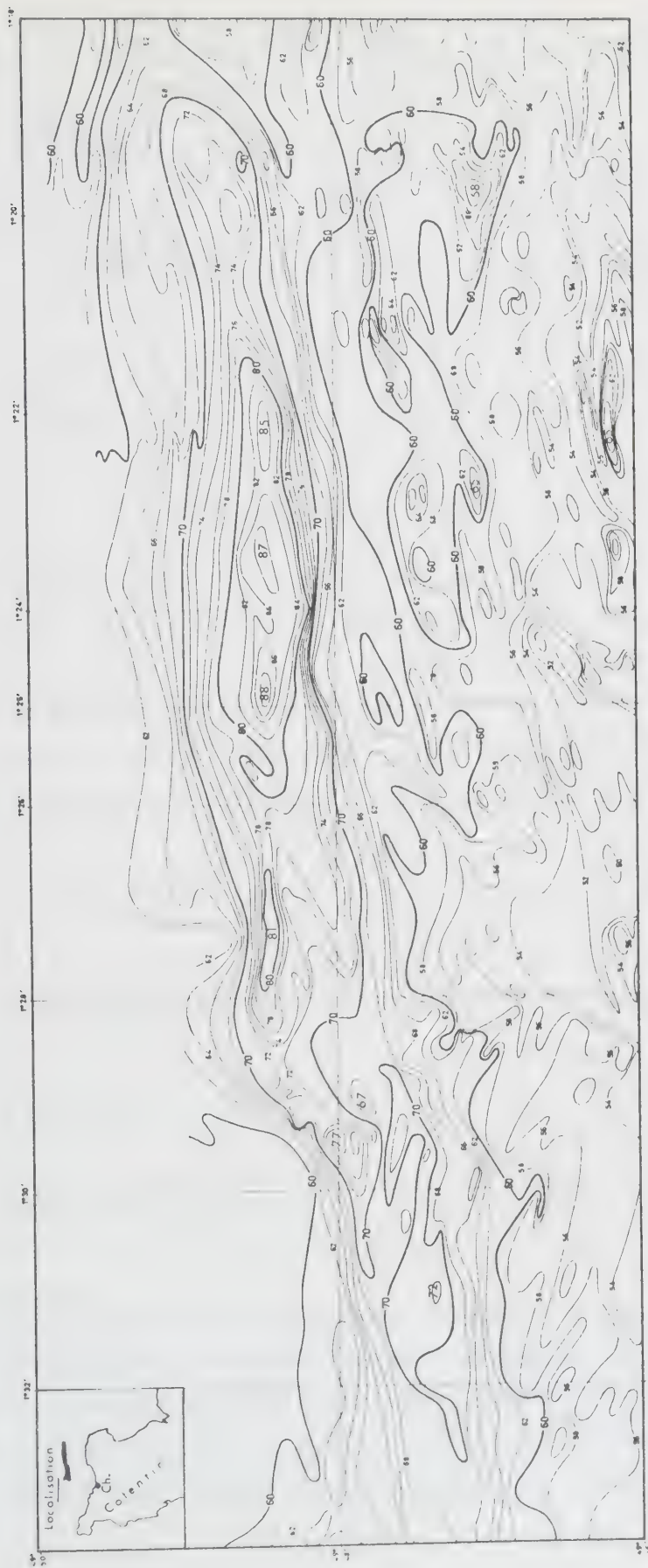


Fig.27 - FOSSE du COTENTIN et FOSSES ANNEXES

(d'après les minutes de sondes du Service Hydrographique de la Marine)

qui n'apparaît pas à la lecture des cartes marines à partir desquelles j'ai dessiné la figure 26.



Coupe de la Fosse médiane sur le parallèle 50°11'N,
entre 0°50'W et 2°W.

L'origine des fosses.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine des dépressions fermées si fréquentes en Manche.

Pour D. Donovan et A. Stride (1961), le creusement de petites fosses allongées situées au S du Dorset et dans le Canal de Bristol est dû aux courants de marée chargés de sable.

L. Dangeard (1928), J. Furnestin (1943), F. Hinschberger (1963) sont parmi les auteurs qui ont proposé une explication d'ordre tectonique en attirant notamment l'attention sur l'alignement des fosses, leur forme étroite et allongée.

En Mer du Nord, au large de l'Ecosse, l'hypothèse d'un modelé glaciaire d'âge quaternaire a pu être avancée (Berthois et Furnestin, 1938; Furnestin, 1943) mais cette interprétation ne saurait être retenue en Manche où les glaciers n'ont jamais séjourné.

Compte tenu des importantes régressions du Pléistocène, une origine fluviatile a également été envisagée (Le Danois, 1948). D'après A. Guilcher (1954), les anciennes vallées auraient été morcelées en ombilics par un remblaiement discontinu.

Pour G. Boillot (1960 a, 1961 b, 1963 a, b, c et 1964), l'origine karstique est la meilleure explication de ces dépressions, tout en ne négligeant pas le rôle des cassures ou des failles qui ont pu orienter la dissolution des roches calcaires.

Enfin, F. Hinschberger (1969) à propos de la Fosse d'Ouessant fait appel à la déflation éolienne, capable de surcreuser des roches tendres en dessous du niveau de base. En climat périglaciaire, le travail du vent serait venu s'ajouter à celui des pluies ou du gel.

Mes recherches en Manche centrale ne permettent pas de donner une solution définitive à ce problème. Cependant, les diverses observations que j'ai pu faire, aident à mieux saisir certains aspects de cette morphogénèse si particulière.

*a) Nature du fond des fosses : ampleur du surcreusement
dans le substratum rocheux.*

D'après les enregistrements sismiques (Robert, 1969; C.N.E.X.O. 1969), la Fosse du Cotentin et l'extrémité orientale de la Fosse centrale sont partiellement remblayées par d'épaisses nappes alluviales (40 à 50 m localement). Le plancher de ces dépressions est donc plus bas que ne l'indiquent les cartes marines, il s'abaisse jusqu'à - 140 m environ dans la Fosse du Cotentin. Cette cote est également atteinte dans la Fosse centrale, au NNW de la Hague. Entre ces deux fosses, au N de la Pointe de Jardeheu, le substratum rocheux ne descend pas au-dessous de - 110 m dans l'ancienne vallée de la Seine remblayée d'alluvions (pl. VIII, 2). Située en amont, la Fosse du Cotentin représente donc une zone de surcreusement dans le bed-rock, c'est une partie déprimée dans l'ancien couloir fluvial qui s'étend largement au N du Massif de Barfleur et dont le fond se trouve entre - 105 et - 110 m. Les profils traversant la Fosse de la Hague montrent que le recouvrement est discontinu et beaucoup moins épais (quelques mètres). Cependant, je n'y ai jamais recueilli le moindre fragment de roche "en place". La photographie sous-marine révèle la présence de galets et de blocs qui masquent le substratum rocheux (pl. XI, 1 et 2). Aucun recouvrement superficiel important n'a été mis en évidence dans la Fosse médiane.

b) L'hypothèse d'un creusement par les courants de marée.

Nous avons vu ci-dessus que les nappes alluviales mises en évidence au N du Cotentin représentent probablement des dépôts würmiens ce qui conduit à envisager une origine ancienne des fosses. Peut-on concilier ce résultat avec l'hypothèse qui accorde aux courants de marée un grand rôle dans le façonnement ? Pour donner une réponse affirmative, il faut admettre que le creusement n'est pas dû aux courants qui s'exercent aujourd'hui. Ces derniers sont pourtant particulièrement forts en Manche centrale où ils atteignent fréquemment 3 à 4 noeuds, localement davantage. Leur action aurait-elle été de trop courte durée ? La transgression flandrienne est en effet récente et les courants qui ne s'exercent que depuis quelques millénaires ne seraient pas encore parvenus à débayer tous les dépôts accumulés dans les anciennes dépressions durant la dernière phase régressive. Les modalités de la sédimentation sous-marine seront étudiées plus loin (chap. IX) et nous verrons qu'à une centaine de mètres de profondeur, des courants de 6 à 7 noeuds sont nécessaires

pour déplacer des galets. Etant donné que ces éléments composent la majeure partie des alluvions présentes dans les fosses, il n'est pas possible d'envisager leur total dablaïement par des courants de marée, quelle que soit la durée de leur action. D'ailleurs, nous avons vu ci-dessus que certains dépôts sont antérieurs au Würm et au minimum d'âge rissien. Par conséquent, les courants des mers normanniennes qui se sont exercés beaucoup plus longtemps que ceux de la mer flandrienne, ne sont pas parvenus non plus à vider les dépressions de leurs alluvions. En fonction de cette observation, le façonnement des fosses dans la roche en place, par des courants de marée, remonterait au cycle sicilien dont les traces sont insaisissables dans le domaine sous-marin actuel. Enfin, si les courants de marée étaient véritablement responsables de la morphologie sous-marine caractérisée par des dépressions fermées, les fosses seraient probablement plus nombreuses et se formeraient dans certains dépôts meubles; or, il n'en est rien. Je ne retiens donc pas l'hypothèse d'un façonnement des fosses par des courants de marée s'exerçant en pleine mer. Par contre, lorsque ces courants sont canalisés sur une faible hauteur d'eau, ils peuvent avoir une action érosive et, dans les estuaires, on leur attribue généralement la formation d'ombilics. Compte-tenu des oscillations du niveau marin une telle morphogénèse n'est pas à exclure.

c) Ampleur de la régression dans le cas d'un creusement à l'air libre.

Dans le périmètre étudié, le bed-rock ne s'enfonce pas au-dessous de - 140 m mais la Fosse centrale atteint - 175 m et, plus à l'Ouest, la Fosse d'Ouessant dépasse la cote - 200 (Hinschberger, 1963 et 1969). En conséquence, G. Boillot (1964) propose un abaissement du niveau marin de 250 m que l'on peut rapporter à l'époque rissienne sans exclure la possibilité d'un âge plus ancien.

d) L'orientation des fosses et les caractères structuraux du substratum.

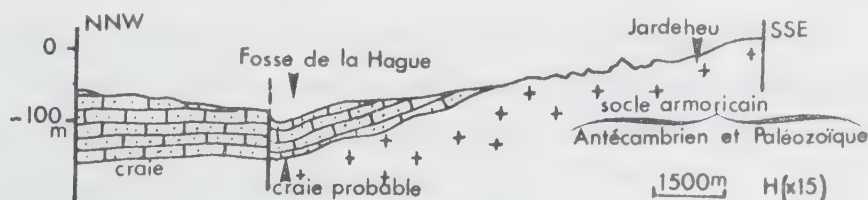
Les fosses de la Manche sont souvent en relation avec les déformations de la couverture sédimentaire qui correspondent, comme nous l'avons vu, au jeu des accidents du socle. Conformément aux traits structuraux principaux de la région, les dépressions sont sensiblement orientées E-W au N du Cotentin, puis s'infléchissent au Sud-Ouest en Manche occidentale selon la di-

rection nord-armoricaine du socle hercynien. A l'extrémité de la Bretagne, A. Barthe, G. Boillot et R. Deloffre (1967) ont récemment montré que la Fosse d'Ouessant prolongeait un synclinal tertiaire parallèlement à un anticlinal voisin. En Manche centrale, à la périphérie du Massif de Barfleur, la Fosse du Cotentin et les petites dépressions annexes, généralement allongées, s'orientent selon la direction des failles décelées dans la région.

Certains enregistrements sismiques montrent clairement la relation entre la position des dépressions et celle des zones fracturées (voir reproduction de l'enregistrement réalisé sur la faille F 1 mettant en contact le Lias supérieur et le Crétacé supérieur au N de la Hague : pl. VIII, 1). Dans le cas de la Fosse médiane, la relation n'est pas aussi étroite étant donné que sa direction fait un angle de 20° environ avec la grande faille F 2 qui la coupe (fig. 19 et 26).

e) Origine de la dissymétrie des fosses.

Les fosses de la Manche ont fréquemment des flancs dissymétriques (Hinschberger, 1963; Boillot, 1963 a, b, c et 1964) et, au large du Cotentin, ce caractère apparaît dans la Fosse de la Hague et dans la Fosse médiane. Comme le flanc nord est généralement le plus abrupt, une évolution différente des versants, selon leur exposition au soleil sous climat périglaciaire, est concevable. Cependant, les récentes études géophysiques montrent que cette morphologie est directement liée au pendage des couches. Dans la Fosse de l'Ile Vierge, dépression allongée dans la direction des strates et située au N de la Bretagne, la falaise nord peut être assimilée à une cuesta (Barthe, Boillot et Deloffre, 1967). Dans la Fosse de la Hague, les enregistrements sismiques (Robert, 1969; campagne C.N.E.X.O., 1969) indiquent que le flanc nord est taillé dans des couches subhorizontales (craie) et que le flanc sud est établi sur un monoclinal à pendage de secteur nord (probablement crayeux également). Les deux compartiments sont séparés par une zone fracturée qui ne coïncide pas exactement avec le fond de la fosse. Schématiquement la coupe est la suivante :



Au N du périmètre étudié, une petite dépression creusée dans les formations éocènes fournit un bon exemple de dissymétrie des versants liée à la disposition monoclinale des couches (pl. VII, 2). C'est donc dans les caractères structuraux du substratum qu'il faut rechercher la cause première de la dissymétrie des fosses.

f) L'hypothèse de l'origine karstique des fosses.

Les petites dépressions circulaires, elliptiques ou très allongées disséminées à la périphérie du Massif de Barfleur (fig. 11 et 27) sont creusées dans les terrains calcaires d'âge hettangien ou crétacé supérieur. Il est possible que certaines de ces formes soient partiellement ou entièrement d'origine karstique comme le sont les dépressions du "Trou Santic" situées au large de Roscoff et assimilées par G. Boillot à des dolines (1964). Sur le plancher de la Manche, lors des régressions, les processus de "dissolution" des roches calcaires ont été favorisés par l'absence de couverture argileuse superficielle probablement déblayée par les transgressions successives. C'est là un trait original des régions calcaires de la Manche par rapport à celles du continent caractérisées par la présence d'un épais manteau d'argiles de décalcification. Il peut expliquer le moindre développement des phénomènes karstiques dans les régions restées émergées depuis le début du Tertiaire.

Malgré ces conditions favorables, il me paraît difficile d'attribuer une origine karstique à toutes les fosses de la Manche comme le fait G. Boillot (1963 a, b, c et 1964). Dans le cas de la Manche centrale, la nature du substratum rocheux n'est pas toujours compatible avec une telle genèse. L'extrémité orientale de la Fosse centrale est située dans les couches marneuses du Bathonien (fig. 19). La Fosse médiane est en partie creusée dans les formations détritiques, argilo-sableuses, de l'Eocène inférieur. Quant au substratum de la Fosse du Cotentin, il est encore mal connu mais il est probable qu'il n'est pas entièrement de nature calcaire.

g) Les fosses et l'ancien réseau hydrographique.

La plupart des fosses de la Manche centrale peuvent être mises en relation avec un ancien réseau hydrographique. D'après ce qui a été vu ci-dessus, le creusement des profondes dépressions doit être rapporté à une période de très bas-niveau marin, c'est-à-dire au Riss, voire à une époque plus ancienne. Les vestiges laissés par ces phases régressives sont rares mai

il est certain qu'après la confluence de la Seine et des rivières venues de l'Est et du Nord, un fleuve très important coulait au large du Cotentin, puis à l'emplacement de la Fosse centrale. Deux facteurs ont pu favoriser la génése de dépressions fermées sur le cours de ces rivières :

- le dégel non simultané de la totalité de ce cours à chaque saison, sous climat périglaciaire, entraînant un tronçonnement des cours d'eau et peut être des surcreusements locaux,
- l'existence, à différents niveaux, en liaison avec les variations du niveau marin, d'une morphologie estuarienne permettant la formation d'ombilics de surcreusement sous l'action de courants de marée canalisés dans un couloir fluvial.

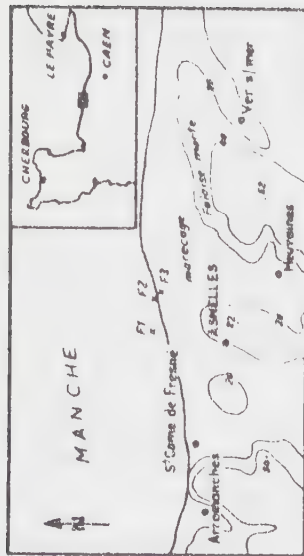
En définitive, je ne pense pas qu'un facteur unique puisse être responsable du façonnement des fosses de la Manche. En premier lieu, elles sont liées aux caractères tectoniques et structuraux du substratum rocheux comme le sont généralement les rivières. En Manche centrale, cette morphogénèse est en rapport étroit avec l'ancien réseau hydrographique et il est possible que des ombilics de surcreusement soient à l'origine des dépressions. Le processus étant amorcé, divers facteurs ont pu intervenir pour l'accentuer pendant les phases régressives, sous climat périglaciaire : phénomènes de gélifraction, de solifluxion, de ravinement s'exerçant sur les versants, accompagnés d'une érosion éolienne et surtout d'une érosion karstique en pays calcaire. Les fosses ont été en majeure partie façonnées avant la période normannienne. Actuellement, les courants marins n'interviennent que pour y empêcher la sédimentation. Elles ont donc une longue histoire.

2. LA PERIODE HOLOCENE

Le réchauffement climatique amorcé à la fin du Pléistocène (Tardiglaciaire) se poursuit au cours de l'Holocène (Postglaciaire). Il se traduit par :

- le changement progressif des conditions de sédimentation (dépôts devenant de plus en plus fins, passant ensuite à des sédiments organiques),
- la modification du couvert végétal,
- l'élévation du niveau marin = *transgression flandrienne.*

TARDIGLACIAIRE et POSTGLACIAIRE d'ASNELLES.



ligne de rivage

S.

Sommet du cordon sablo-graveleux

4,08

H. Plage.

marécage

profil schématique de la plage

N.

2,65 m

2,00

1,00

0,05

0,53

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

1,00

Cotes rattachées au N.G.F.

Tourbe

Argiles

Sables

Graviers

8700

Datations Radiocarbones (B.P.)

(B.A.T. : Borel-Atlantic-Transition)

F1

F2

F3

B. Plage.

0,33 m

0

-1,00

-2,00

-2,37

5700

8370

8700

10100

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

11450

TARDIGLACIAIRE

ATLANTIQUE

B.A.T.

BOREAL

Preborel

Substratum bathennien

Ces caractères ressortent nettement de l'étude des dépôts de l'ancienne tourbière d'Asnelles-belle-plage sur la côte du Calvados (fig. 28). Ce gisement, fondamental pour la connaissance des périodes tardiglaciaire et postglaciaire en Normandie, permet de fixer le cadre chronostratigraphique dans lequel peuvent s'insérer les différents témoins des formations holocènes recueillis sur le littoral et en forages dans le domaine sous-marin.

21 - LE GISEMENT D'ASNELLES-BELLE-PLAGE : LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS (1)

A l'Est d'Arromanches, entre Asnelles-belle-plage et Ver-sur-Mer, le recul du trait de côte fait apparaître de vastes bancs tourbeux sur l'estran. D'après les travaux de P. Bassompierre (1942), les bancs sont lenticulaires et interstratifiés avec des argiles d'eau douce. Localement, s'y superposent des sables marins qui représentent des incursions de la mer dans l'ancien marais situé au pied de la falaise morte.

Trois sondages ont été réalisés près d'Asnelles-belle-plage (F 1, F 2 et F 3). F 1 a été implanté sur la basse-plage, à la cote 0,33 m N.G.F. (2), F 2 sur la haute plage, à la cote 2,65 m N.G.F. et F 3 dans le marais, derrière le maigre cordon sableux actuel, à la cote 3,17 m N.G.F. Les figures 28 et 29 donnent la situation, la coupe de ces trois sondages et les caractères lithologiques, granulométriques et écologiques permettant de suivre l'évolution verticale des faciès de dépôt. La stratigraphie a été établie à partir d'analyses polliniques (fig. 30, 31 et 32) et de seize datations par le radiocarbone. (3)

Le tableau 5 rappelle les principales subdivisions du Tardiglaciaire et du Postglaciaire basées sur les études palynologiques. Il donne également les corrélations avec les zones définies par H. Godwin dans le S de l'Angleterre (1956). La chronologie archéologique est indiquée.

- (1) L'étude de ce gisement a fait l'objet de deux publications réalisées en collaboration avec Madame G. Delibrias et Monsieur H. Elhaï (1969), les principaux résultats sont rappelés ici.
- (2) A Asnelles, le 0 N.G.F. se trouve à + 4,45 m par rapport au 0 hydrographique et la laisse de tempêtes est à environ + 4 m N.G.F.
- (3) Les analyses polliniques ont été réalisées par Mesdames Denèfles et Huault du Laboratoire de Géographie physique de Nanterre. Les datations absolues par le radiocarbone sont dues à Madame Delibrias du Centre des Faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette.

SUBDIVISIONS		Ages absolus B.P.	Périodes palynologiques de Blytt et Sernander	Zonation de Godwin (S de l'Angleterre)	Industries humaines
P O S T G L A C I A I R E	S	0 -	SUBATLANTIQUE	VIII	F E R
	U	-			
	P	-			
	F	2 000 -	SUBBOREAL	VII b	BRONZE
	L	-			
	M	-			
	A	-	ATLANTIQUE	VII a	CUIVRE
	O	-			
	N	5 000 -			
	Y	-	BOREAL	VI	NEO -
	E	-			
	N	-			
T A R D I G L A C I A I R E	R	8 000 -	PREBOREAL	V	LITHIQUE
	I	-			
	E	-			
	N	-	DRYAS RECENT	III	MESO -
	F	10 000 -			
		-			
		-	ALLEROD (+)	II	PALEO -
		-			
		12 000 -			
D R Y A S		-	DRYAS ANCIEN SUP.	I	LITHIQUE
		-			
		-			
		-			
B O L L I N G		-	BØLLING (+)		
		-			
A N C I E N		-	DRYAS ANCIEN INF.		
		-			

(+) Oscillations thermiques positives

TABEAU 5 = SUBDIVISIONS ET CORRELATIONS DES PERIODES TARDIGLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE .

TARDIGLACI

d

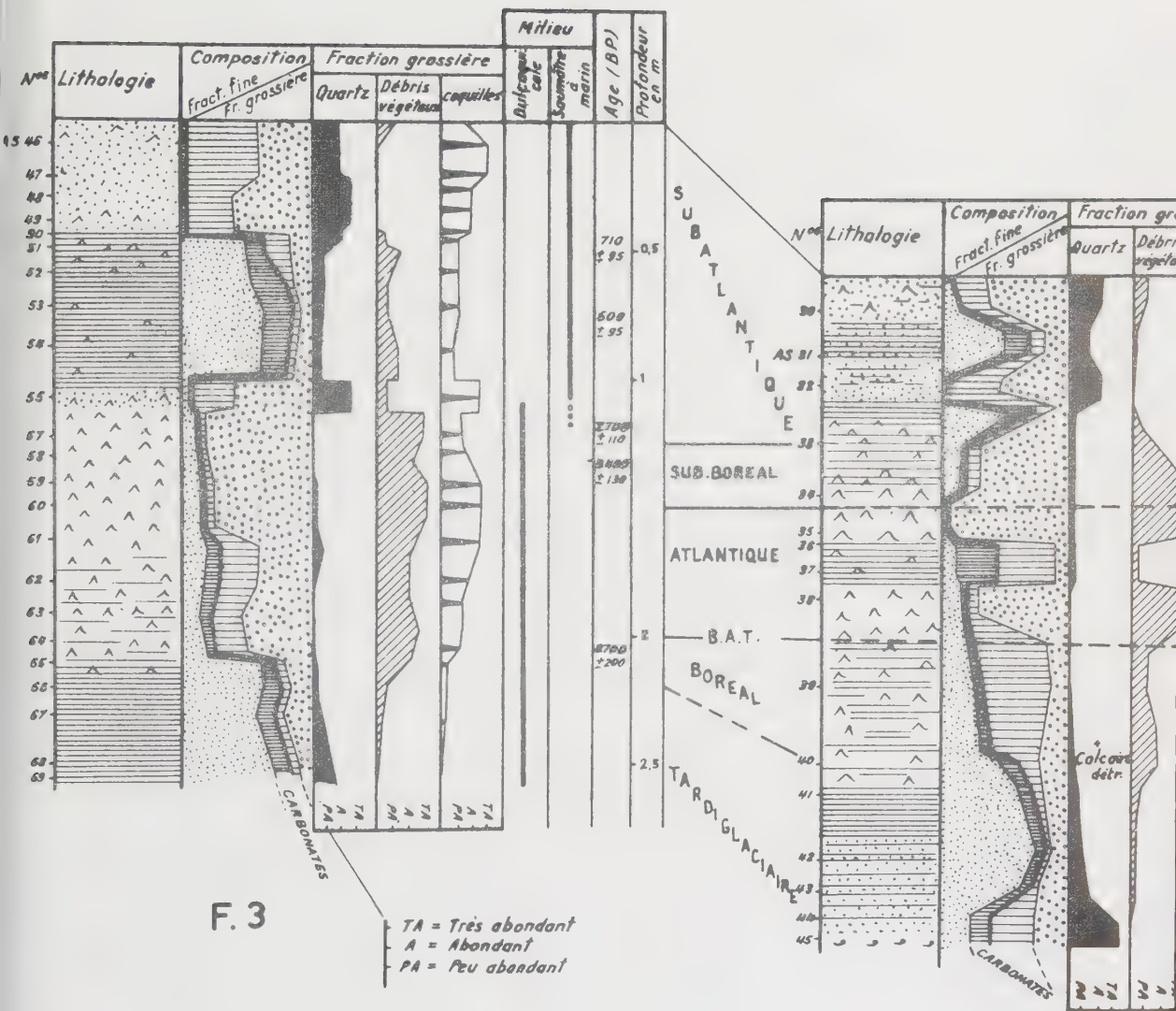
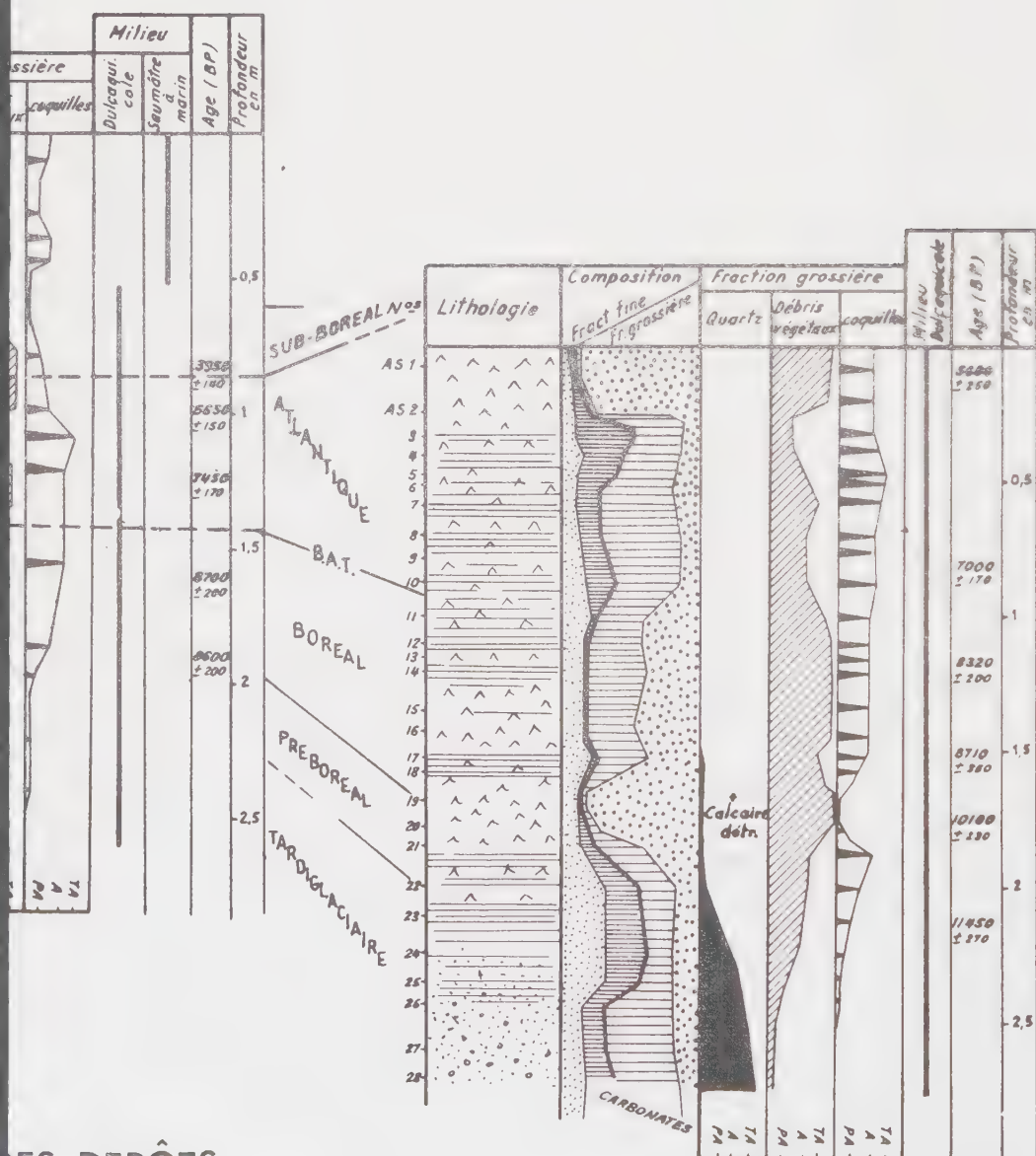


Fig.29 - PRINCIPAUX CARACTERES D

AIRE et POSTGLACIAIRE

ASNELLES



DES DEPÔTS.

F.1

211 - Dépôts tardiglaciaires.

La sédimentation de cette époque fini-würmienne est représentée à la base des sondages par une quarantaine de centimètres de dépôts environ. Sablo-graveleux au contact du bed-rock, le matériel s'affine progressivement pour devenir sableux, puis argileux. La végétation se caractérise par la dominance du Pin et du Bouleau. Les arbres thermophiles sont, dans l'ensemble, subordonnés.

Les deux sondages F 1 et F 2 permettent de distinguer les deux dernières phases du Tardiglaciaire, soit les phases II et III des classifications anglaises qui correspondent respectivement à l'oscillation thermique positive de Alleröd et au Dryas récent. Ainsi en F 1, entre - 225 et - 202 cm (par rapport au toit du sondage : fig. 30), avec le Pin dominant on relève des pourcentages non négligeables de Coudrier et d'Orme accompagnés d'un grand nombre d'Herbacées. Plus haut, entre - 202 et - 175 cm, le Bouleau et le Saule s'accroissent nettement alors que les thermophiles disparaissent. C'est là une preuve du refroidissement du climat après la phase plus tempérée de l'Alleröd que l'on place habituellement entre 11 800 et 11 000 ans B.P. (Van Campo, 1969). Cette interprétation est confirmée par la datation absolue obtenue en F 1, à 215 cm de profondeur : $11\,450 \pm 270$ ans B.P.

212 - Dépôts postglaciaires.

a) Périodes préboréale et boréale.

Encore très riches en matériel détritique au début de cette période, les sédiments se chargent progressivement en débris végétaux et passent à des tourbes. A ces dernières se mêlent souvent de fines particules calcaires résultant de la précipitation du carbonate de calcium en liaison avec le degré hydrotimétrique élevé des eaux de l'ancien marécage. Les premiers dépôts tourbeux se rapportent à la période préboréale mais ils n'existent qu'à la base de F 1 (AS 20, daté $10\,100 \pm 230$ ans B.P. : fig. 29 et 30). Par contre, les tourbes boréales sont bien représentées dans les trois sondages et renferment une macrofaune abondante de Gastéropodes terrestres ou dulçaquicoles. La période comprise entre 8 700 et 8 300 ans B.P. fut particulièrement favorable à tourbification : 40 cm en 400 ans en F 1 malgré les effets du tassement. Dans le cas de dépôts argileux, la vitesse de sédimentation fut beaucoup plus faible, de l'ordre de 1 cm par siècle. La végétation est encore marquée par le Pin (80 à 90 % des arbres) tandis qu'apparaissent ou réapparaissent l'Orme, le

Chêne, le Tilleul et l'Aulne. Le début du Boréal (environ 9 000 ans B.P.) se caractérise par la poussée soudaine du Coudrier qui atteint 350 % du total arbres (1) en F 2 et même 600 % en F 3. Au cours de ces périodes, et malgré des forts pourcentages de Graminées, de Cypéracées et de Filicales, la proportion des arbres s'accroît substantiellement (AP/AP + NAP (2)).

b) Période atlantique.

La sédimentation argilo-tourbeuse se poursuit avec des caractères voisins de ceux de la phase précédente. On fait habituellement commencer cette période au moment où l'Aulne, indicatif de conditions d'humidité marquée, amorce une forte poussée. C'est le cas ici, notamment en F 2, où le début de l'Atlantique est daté $7\,450 \pm 170$ ans B.P. (AS 38 : fig. 31).

c) Périodes subboréale et subatlantique.

Aux dépôts tourbeux que l'on suit jusqu'à 2 700 B.P. succèdent des sédiments à caractère saumâtre ou marin qui ne sont pas représentés en raison de l'érosion ultérieure. Le début des influences maritimes sur la tourbière se manifeste de manière schématique dans les spectres polliniques, l'apparition soudaine des Chénopodiacées (fig. 31 et 32). Ce changement, en rapport avec les progrès de la transgression flandrienne, se place à environ $+ 1,8$ m N.G.F., entre $3\,950 \pm 140$ et $3\,400 \pm 130$ ans B.P., d'après les données obtenues. Les argiles grises qui ravinent la tourbe (F 3) renferment de nombreuses Hydrobies (Hydrobia ventrosa et sa variété subobesa) caractéristiques d'un milieu saumâtre, probablement fluvio-marin. Elles sont recouvertes d'une boue brune, sablo-argileuse, à débris végétaux, riche en Oogones de Characées et en Gastéropodes affectionnant les eaux douces ou saumâtres. Il s'agit d'un dépôt mis en place dans un marais maritime identique à celui qui s'étend aujourd'hui devant la falaise morte et qui est en voie d'érosion. Le passage de l'argile à Hydrobies à la boue organo-détritique traduit, à une époque assez récente, la modification de la morphologie littorale avec retrait du trait de côte. C'est là un exemple des faibles variations de la ligne de rivage au cours

(1) Sur les diagrammes polliniques, le Saule et le Noisetier sont représentés en pourcentages du nombre total de pollens d'arbres (Pin, Bouleau, Orme, Chêne, Tilleul, Aulne, Hêtre). Les arbustes et les herbes sont représentés de la même manière. Ces conventions expliquent les pourcentages supérieurs à 100.

(2) AP : Arboreal Pollen : total des pollens d'arbres, de Saule et de Noisetier.
NAP : autres pollens à l'exception de ceux des plantes aquatiques.

Asnelles.Belle.Plage_ Sondage n° 1: F1_ (Analyse de M^{me} DENI)

Sondage n° 1: F₁ - (Analyse de M^{me} DENI)

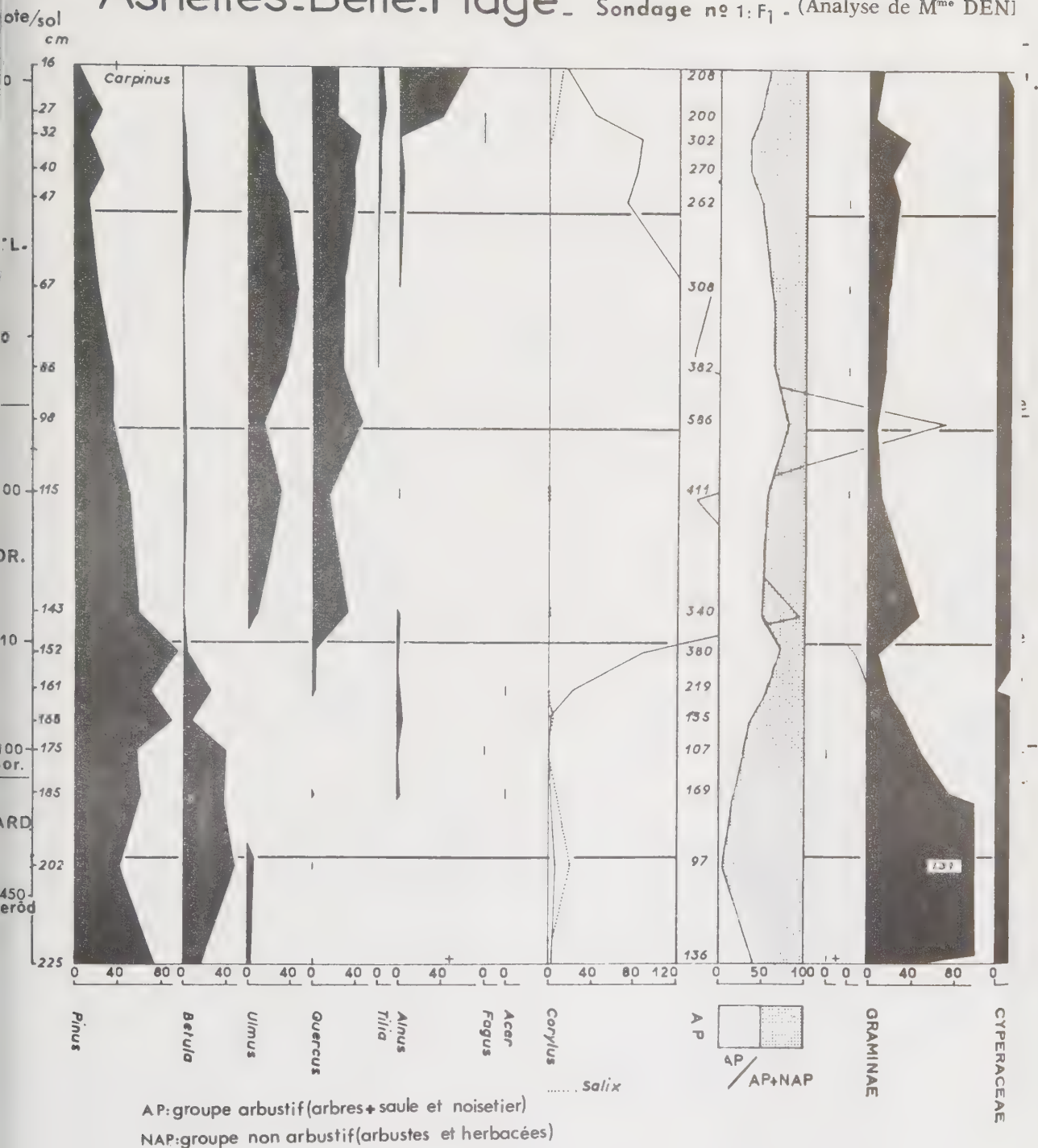
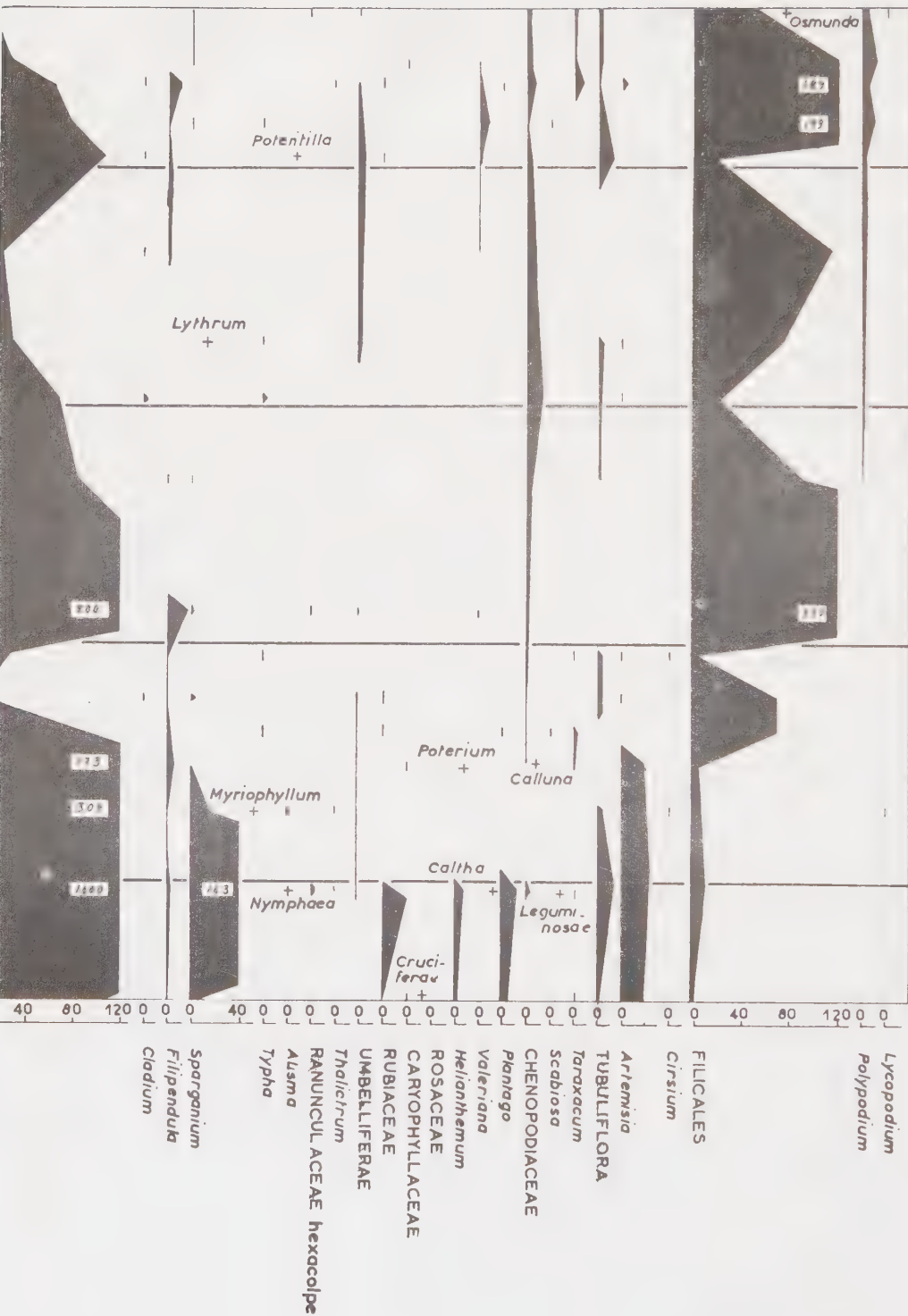


Fig.30.

EFLES).



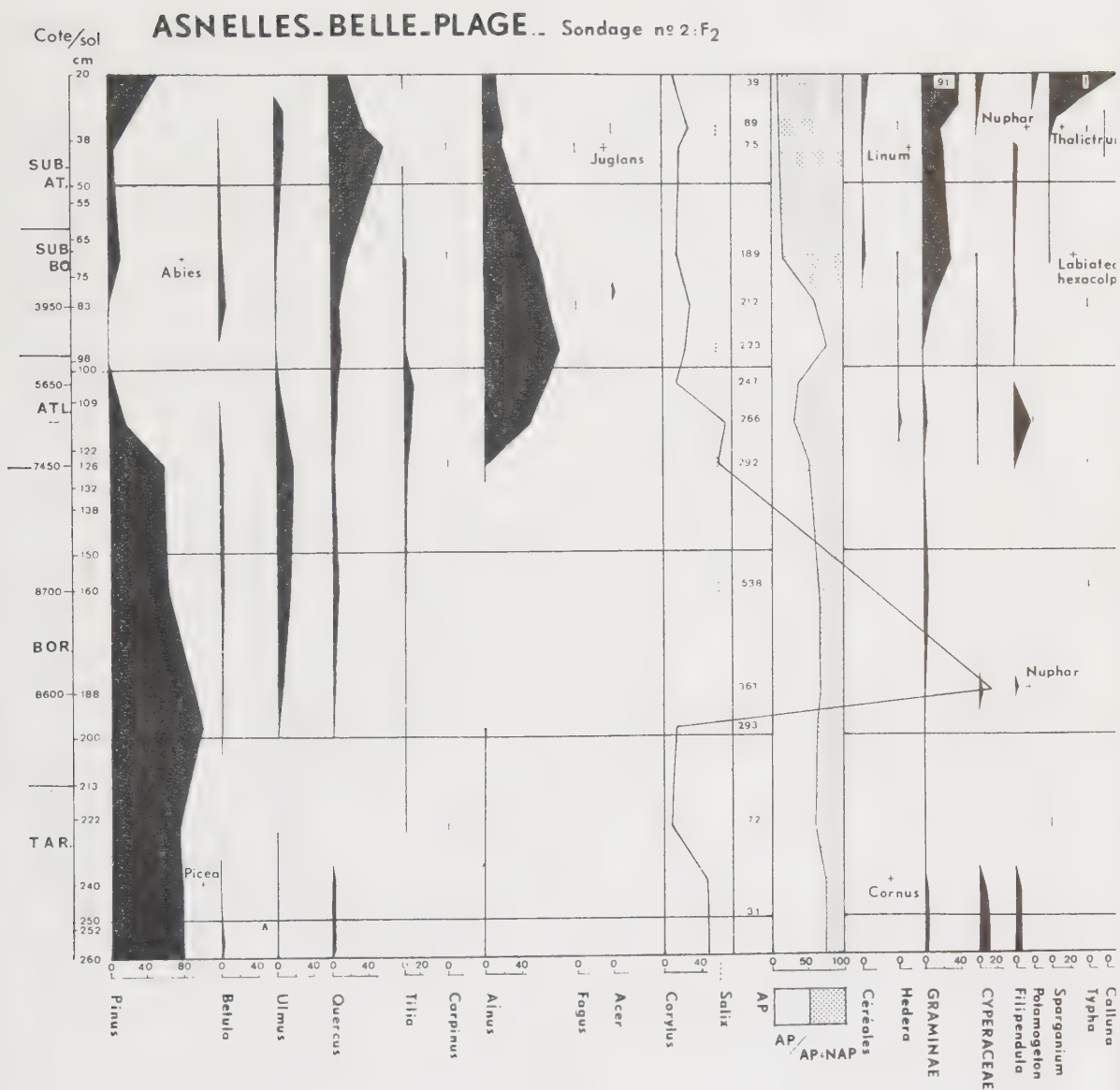


Fig. 31.

ASNELLES-BELLE-PLAGE. Sondage n° 3: F₃

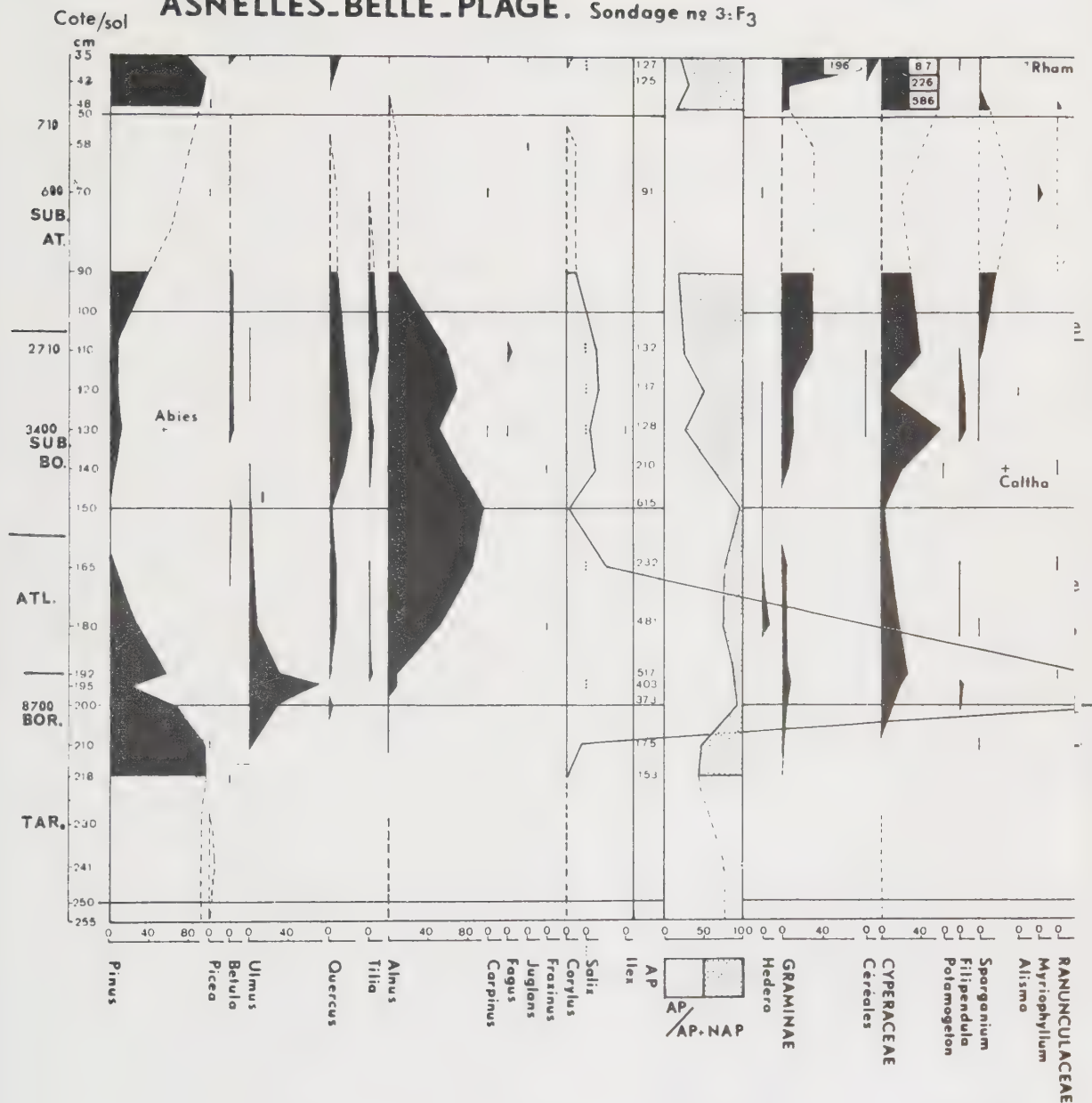
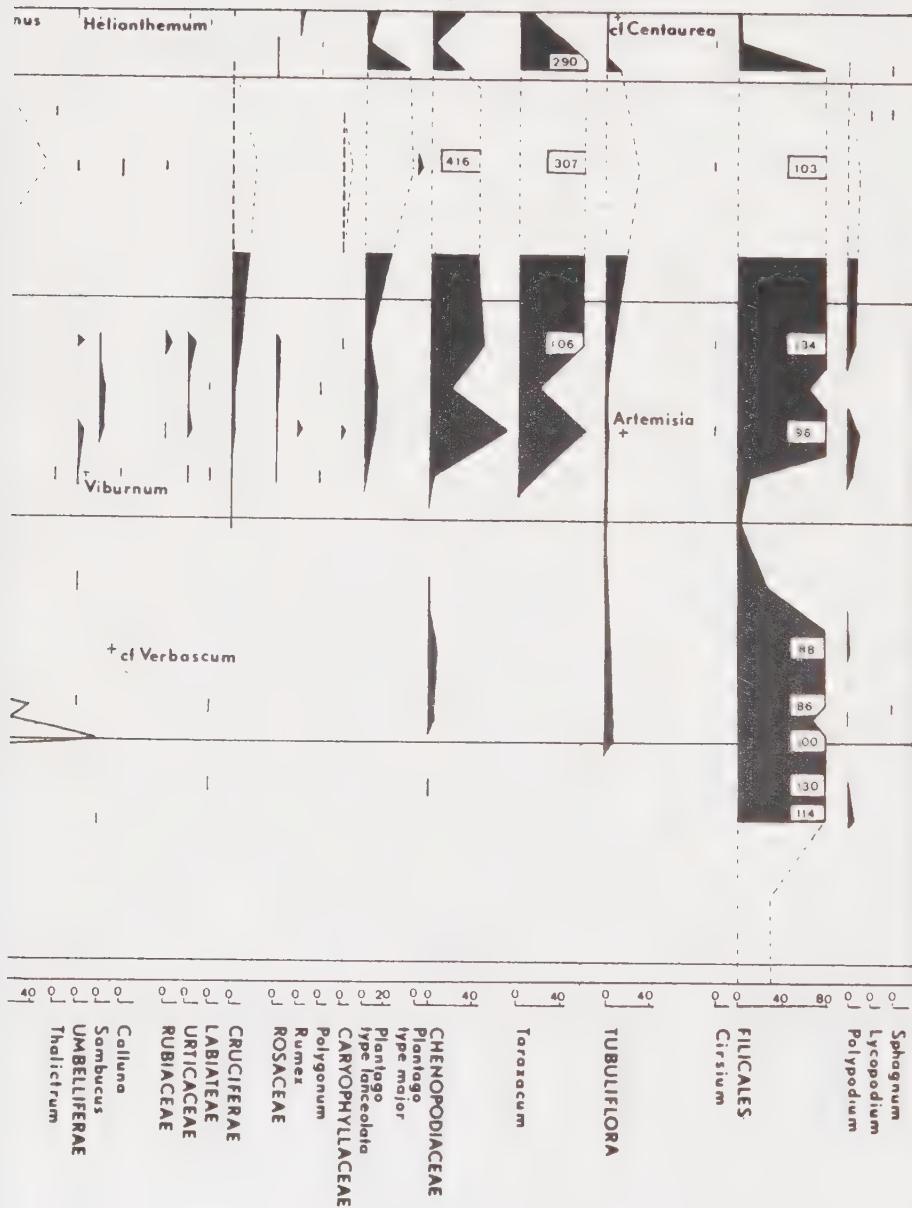


Fig. 32.

Analyse: M.F. HUAULT



d'une phase transgressive.

Les datations absolues de la séquence fluvio-marine (de l'ordre de 600 à 700 ans B.P.) sont douteuses car les dépôts superficiels sont parcourus par des racines et des rhizomes qui ont pu entraîner un "rajeunissement".

Au Subboréal, Le Pin est peu abondant alors que l'Orme amorce une décroissance. La végétation ne se modifie guère au Subatlantique, à l'exception des caractères liés à la présence de l'Homme : accroissement considérable des Herbacées, présence de pollens de Céréales et de Noyer. Il faut souligner que le Hêtre reste très subordonné contrairement à ce que l'on connaît dans les gisements du marais Vernier, d'Heurteauville et de Gathemo où la Hêtraie joue un rôle essentiel (Elhaï, 1963 et 1964).

Le gisement d'Asnelles-belle-plage offre pour le Tardiglaciaire et le Postglaciaire la série stratigraphique la plus complète de Normandie, il est particulièrement remarquable par la diversité d'âge des dépôts tourbeux. Il peut être considéré comme un gisement-type.

Plusieurs unités lithologiques dont les caractères sont liés à l'environnement se succèdent du Tardiglaciaire à l'Actuel dans un ordre significatif des modifications du climat et de la végétation. On peut considérer que la série qui comprend de la base au sommet des sédiments détritiques graveleux, sableux puis argileux recouverts de couches plus ou moins tourbeuses, représente une séquence climatique de dépôts mise en place dans un marécage. Les unités lithologiques fluvio-marines ou marines qui succèdent à cette série se rattachent à une séquence littorale de dépôts.

22 - LES DEPOTS POSTGLACIAIRES DANS LE PERIMETRE ETUDIE.

221 - Région de Cherbourg .

Les sondages sous-marins (1) récemment exécutés dans la Rade de Cherbourg et un peu plus à l'Est, dans la Baie du Becquet (fig. 33), ont permis d'établir la coupe synthétique suivante, de haut en bas :

- 5 - formation marine, finement sableuse, légèrement vaseuse, bioclastique, avec quelques coquilles entières de Mollusques à la base (0 à 12 m),
- 4 - boue organique, localement tourbeuse (0 à 0,2 m),
- 3 - galets et graviers à façonnement fluvial (quelques centimètres),
- 2 - argiles provenant de l'altération des phyllades (0,05 à 0,2 m),
- 1 - phyllades sériciteux et chloriteux lardés de quartz, d'âge antécambrien = bed-rock.

(1) Sondages carottés seulement à la base et réalisés par le Service maritime des Ponts-et-Chaussées de Cherbourg.

La mise en place des graviers ou des galets d'origine fluviale peut être rapportée aux périodes humides du Würm, en particulier au Tardiglaciaire.

Les principaux caractères des dépôts organiques sont les suivants :

LOCALISATION	NATURE DES DEPOTS ORGANIQUES	COTE DU GISEMENT	ANALYSE POLLINIQUE (résultats principaux)	AGE : C 14 (B.P.)
BAIE du BECQUET: Station 121 C	SILT à débris organiques	- 31,2 m/0 = - 35 m N.G.F. = - 38,8 m /H.M	Pin dominant, beaucoup d'her- bacées	9 470 ± 230 ans
			Fin du PREBOREAL	
RADE de CHERBOURG: Station 215 C	TOURBE ARGILEUSE	- 25,6 m/0 = - 29,4 m NGF. = - 33,2 m /H.M	Beaucoup d'arbres, chêne et coudrier abondants	8 200 ± 190 ans
			Fin du BOREAL	

0 = 0 des cartes marines

N.G.F. = Nivellement Général de la France

H.M. = Plus hautes mers actuelles

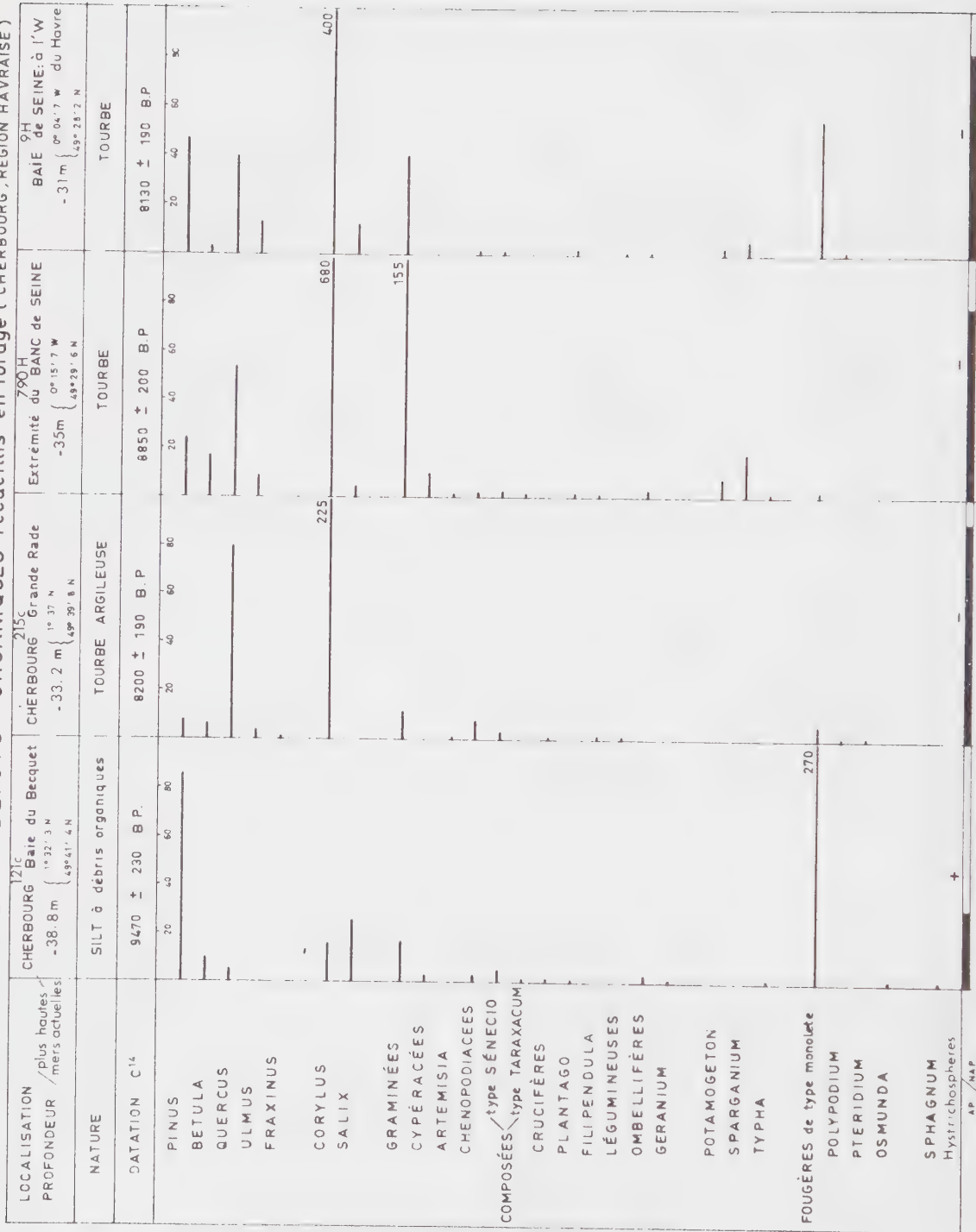
Les analyses polliniques⁽¹⁾ (comparer les résultats avec ceux d'Asnelles-belle-plage : fig. 34 et 30, 31, 32) s'accordent avec les données par le radiocarbone. De plus, la présence d'Hystricosphères dans le dépôt organique de la Baie du Becquet (121 c) et de pollens de Chénopodiacées dans les deux gisements étudiés sont des indices de salinité. Le rivage devait donc être proche lors de la mise en place de ces sédiments.

Les sables marins sus-jacents sont nettement plus récents comme l'indiquent les coquilles datées 4 950 ± 140 ans B.P. et récoltées à la station 121 c, immédiatement au-dessus des silts à débris organiques.

(1) Analyses réalisées par Madame Morzadec-Kerfourn du Laboratoire de Géologie de Rennes.

FIG. 34

ANALYSE POLLINIQUE de DÉPÔTS ORGANIQUES recueillis en forage (CHERBOURG , RÉGION HAVRAISE)



Les dépôts organiques des périodes atlantique et subboréale sont inconnus dans la région de Cherbourg. Par contre, des bancs de tourbe subatlantique affleurent sur la plage du Becquet et, à l'W de Cherbourg, entre Urville et Nacqueville, à 1,50 m environ sous le niveau des plus hautes mers (Elhaï, 1963). Ce dernier gisement a livré des ossements d'Ongulés, des poteries, des bracelets, des meules et des monnaies de l'époque romaine. Ces conclusions archéologiques ont été confirmées par les analyses polliniques (abondance de l'Aulne, présence du Hêtre : G. Lemée, 1939) et par une mesure d'âge : $2\ 130 \pm 150$ ans B.P. (Delibrias et Elhaï, 1965).

222 - Région havraise.

Les forages réalisés par les Services du Port Autonome du Havre dans la paléovallée de la Seine au large de Ouistreham, montrent que les dépôts se succèdent comme suit, de haut en bas :

3. sables fins à grossiers, coquilliers (de 0 à 10 m),
2. silts argileux à débris organiques contenant parfois des lits de tourbe (de 0 à 5 m),
1. cailloutis de fond probablement d'âge würmien (une dizaine de mètres).

Les tourbes récoltées dans le niveau 2, aux stations 9 H et 790 H (fig. 33) présentent les caractères suivants :

LOCALISATION	COTE DU GISEMENT	ANALYSE POLLINIQUE (résultats principaux)	A G E C 14 (B.P.)
BAIE de SEINE, à 12 km à l'W du Havre : Station 9 H	environ - 22 m/0 = - 26,7 m N.G.F. = - 31 m /H.M.	Beaucoup d'arbres, chêne dominant, or- me, coudrier abon- dant Fin du BOREAL	$8\ 130 \pm 190$ ans
Extrémité du BANC de SEINE, à 28 km à l'W du Havre : Station 790 H	- 26 m/0 = - 30,7 m N.G.F. = - 35 m /H.M.	Beaucoup d'arbres, chêne dominant, or- me, coudrier très abondant B O R E A L	$8\ 850 \pm 200$ ans

0 = 0 des cartes marines

N.G.F. = Nivellement Général de la France

H.M. = Plus hautes mers actuelles

Les datations radiocarbone et les analyses polliniques indiquent un âge boréal. On notera, comme à Asnelles-belle-plage, entre 9 000 et 8 000 ans B.P. environ, les fortes teneurs en pollens de Coudrier (fig. 34). Les Chénopodiacees sont rares. Cependant, l'accumulation de dépôts organiques dans la paléovallée de la Seine peut être mise en rapport avec une élévation du niveau de base entraînant un mauvais drainage des eaux.

La succession verticale des dépôts indiquée ci-dessus se retrouve dans la zone portuaire du Havre (Guyader, 1962). A la base de la série silteuse, les lits de tourbe situés entre - 32 et - 22 m/H.M. environ, se rapportent à la période boréale d'après les analyses polliniques (C. Dubois, 1962 et 1963) et de récentes mesures d'âge :

- tourbe située entre - 31 et - 32 m/H.M. : $9\ 600 \pm 300$ ans B.P. (Michon, 1968) (1).
- tourbe d'eau douce recueillie à - 26 m/H.M. : $8\ 470 \pm 170$ ans B.P.,
- tourbe à caractères saumâtres prélevée à - 21,5 m/H.M. : $7\ 820 \pm 170$ ans B.P. (Ters et Pinot, 1969).

Les couches tourbeuses situées à des cotes plus élevées ont été attribuées aux périodes atlantique, subboréale et subatlantique d'après leur spectre pollinique (C. Dubois, 1960, 1962 et 1963). Le remblaiement marin est d'épaisseur et d'âge variables selon la situation sur le profil transversal de la paléovallée. Il est localement formé d'une accumulation de galets émoussés provenant du démantèlement d'anciens cordons littoraux (site de la nouvelle écluse) (2).

223 - Baie des Veys.

Un petit sondage implanté à la Pointe de Brévands (lieu dit Coquebourg, fig. 33), dans la Baie des Veys, a fourni la coupe suivante, de haut en bas (cotes rapportées aux hautes mers actuelles) :

- de 0 à - 1,5 m : vase sableuse à coquilles de Cerastoderma edule, plus argileuse au sommet, = Ingression marine récente : Flandrie supérieure (Subatlantique)

-
- (1) Cet âge me paraît un peu trop vieux (d'un millénaire environ) compte tenu des caractères palynologiques indiqués parallèlement : Chêne largement dominant (71 à 93 %) et Coudrier abondant (79 à 115 %) : comparer avec les sondages d'Asnelles, de Cherbourg et du Havre (fig. 30, 31, 32 et 34).
 - (2) La coupe dessinée sur la figure 33 (nouvelle écluse) a été établie à partir des données lithologiques de M. Ters et J.P. Pinot (1969) : sondage 676 Port du Havre.

- de - 1,5 à - 8,5 m : sables vaseux à fragments de Cerastoderma edule, devenant de plus en plus argileux et se chargeant progressivement en matière organique vers le haut, = Séquence fluvio-Marine traduisant le colmatage progressif de la baie au cours du Subboréal C¹⁴ à - 2,5 m : 3 050 ± 110 ans B.P.
- à - 8,5 m : lit graveleux et coquillier ravinant les dépôts sous-jacents, = Ingression marine du Flandrien moyen (Atlantique)
- de - 8,5 m à - 12 m : silts argileux à débris organiques. = Fin du Boréal - début de l'Atlantique C¹⁴ à - 9 m : 7 550 ± 170 ans B.P.

La formation de la séquence fluvio-marine située entre - 8,5 et - 1,5 m peut s'expliquer par le comblement progressif de la baie mais il est possible qu'elle ait été favorisée par une oscillation négative du niveau marin, il y a un peu plus de 3 000 ans. Au sommet de la coupe, une oscillation positive de ce niveau, au Flandrien supérieur, est mise en évidence.

Les résultats du sondage de Coquebourg sont difficilement comparables à ceux qui ont été décrits par H. Elhaï (1963) plus en amont. A une sédimentation sablo-vaseuse de chenaux estuariens à l'aval correspond en effet une sédimentation tourbeuse dans les marais de Carentan, au cours des périodes atlantique et subboréale. D'autre part, l'ensemble des résultats acquis dans le N et l'W de la France (fig. 35) montre qu'à la limite Boréal-Atlantique (B.A.T. = 7 500 ans B.P.) le niveau marin se trouvait à environ 12 m sous les hautes mers actuelles. Cette altitude est de 5 m inférieure à celle que propose H. Elhaï pour la même époque. Il en résulte que les argiles bleues à caractères saumâtres, rencontrées dans les marais de Carentan sous des dépôts organiques dont la base atteint - 7m, représentent vraisemblablement des sédiments fluvio-marins du début de l'Atlantique et non du Boréal.

224 - Autres gisements.

A Bénouville, dans la basse vallée de l'Orne, une tourbe préboréale a été rencontrée en sondage à l'altitude - 22 m (G. Dubois et C. Dubois, 1943; G. Lemée, 1951).

Enfin, de nombreux gisements de tourbe ont été signalés sur les plages du Calvados et du Cotentin (fig. 33). Ils affleurent généralement entre 0 et - 5 m par rapport aux hautes mers actuelles et ils ont été rapportés aux périodes atlantique, subboréale ou subatlantique selon les endroits

(Guillaume, 1948; Elhaï, 1963; Hommeril, 1964 a et 1967 a; Delibrias et Elhaï, 1965).

23 - LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE.

231 - Les variations du niveau marin dans le N et l'W de la France au cours de l'Holocène.

Les résultats obtenus dans le périmètre étudié joints à ceux des régions voisines, du Pas-de-Calais à la Vendée, permettent d'établir une courbe des modifications relatives du niveau marin au cours de l'Holocène le N et l'W de la France (1) (fig. 35).

Malgré les progrès de la transgression flandrienne au début du Postglaciaire, le niveau marin est encore très déprimé au Boréal (- 40 m environ à 9 000 B.P.). Le mouvement transgressif s'accroît à la fin de cette période et, en un millénaire, les eaux s'élèvent de 25 m, soit à la vitesse moyenne de 25 mm par an. A - 7 000, l'horizon marin n'est plus qu'à 10 m dessous du niveau actuel, résultat qui se retrouve en diverses régions du Monde (fig. 36). L'élévation du niveau de la mer se poursuit ensuite beaucoup plus lentement, à la vitesse moyenne de 2 mm par an entre 7 000 et 3500 ans B.P. Une oscillation négative de faible amplitude marque la fin du Subboréal puis le mouvement transgressif reprend et le niveau actuel est atteint au début de l'ère chrétienne. Pour les derniers millénaires, les résultats sont du même ordre de grandeur que les récentes mesures concernant les variations du niveau moyen des mers (Cailleux, 1952).

232 - Le problème d'un niveau marin supérieur au niveau actuel pendant l'Holocène.

La courbe proposée ne monte pas au-dessus du niveau référentiel actuel. Pourtant, divers auteurs ont admis qu'une altitude supérieure avait été atteinte à une et même à plusieurs époques du Flandrien. Ainsi, la courbe de R. Fairbridge (1961) tracée à partir de datations par le radiocarbon obtenues dans des régions réputées stables indique plusieurs optima entre

(1) La courbe a été construite en collaboration avec M.T. Morzadec-Kerfourn, M. Ters et H. Mariette pour être présentée au Symposium des Sables d'Olonne consacré aux hauts niveaux marins et aux niveaux submergés (I.N.Q.U. 1969). J'en ai légèrement modifié les contours en tenant compte des résultats acquis à la périphérie du Massif Armoricaire par G. Boillot, J. Boillot, G. Delibrias, H. Elhaï, P. Giresse, P. Hommeril, F. Verger.

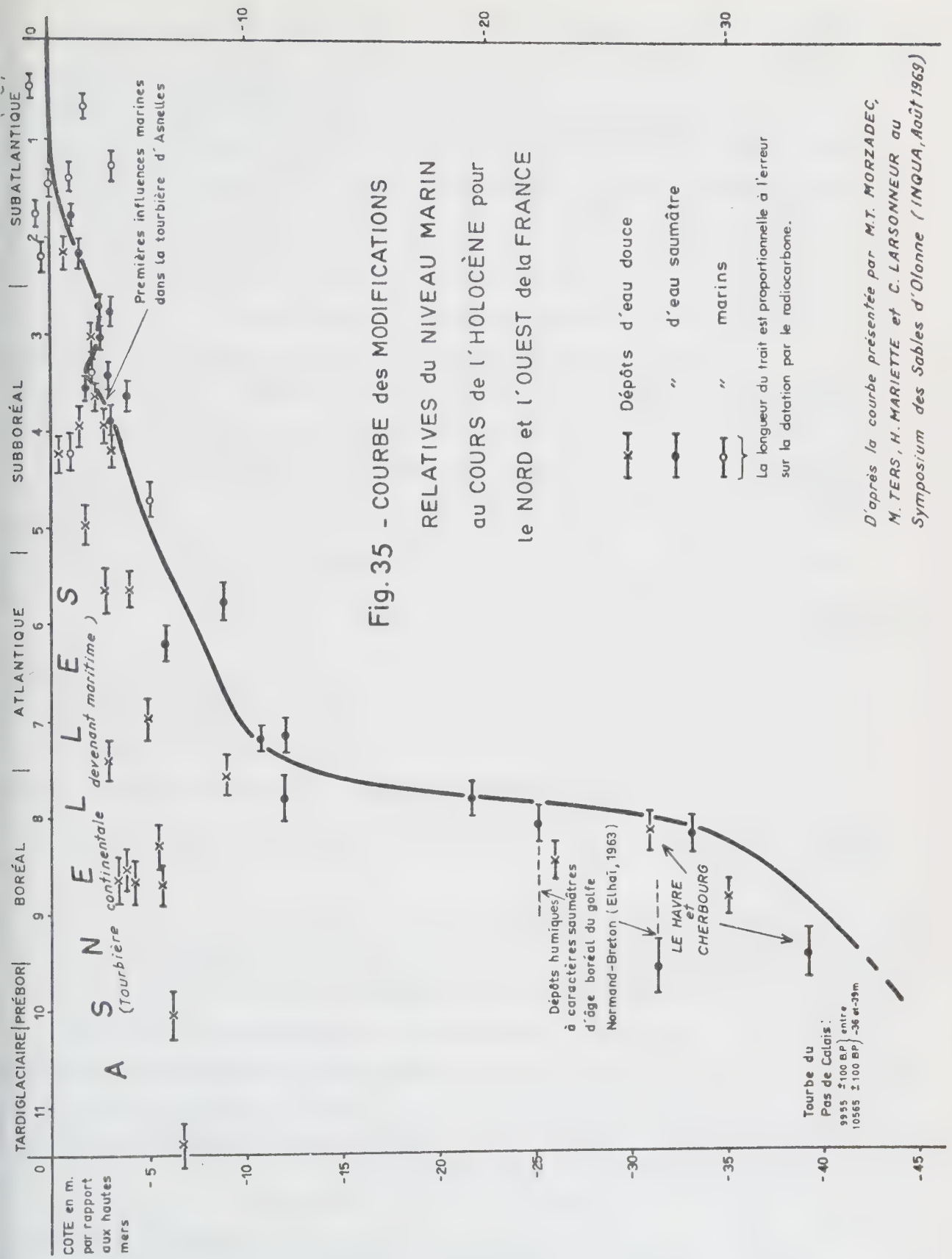


**Fig. 35 - COURBE des MODIFICATIONS
RELATIVES du NIVEAU MARIN
au COURS de l'HOLOCÈNE pour
le NORD et l'OUEST de la FRANCE**

*D'après la courbe présentée par M.T. MORZADEC,
M. TERS, H. MARIETTE et C. LARSONNEUR au
Symposium des Sables d'Olonne (INQUA, Août 1969)*

6 000 et 2 000 B.P. (fig. 36).

L'étude de la tourbière d'Asnelles-belle-plage (p.151) montre que les dépôts antérieurs à 3 900 ans B.P., situés entre - 3 et - 2,5 m/H.M. n'ont subi aucune influence marine (fig. 35). Sur la côte du Calvados, il est donc exclu que la mer ait atteint un haut niveau au Flandrien moyen. Pour cette époque, la courbe indique une altitude de l'ordre de - 5 m. La seule exception que l'on relève est celle d'un sable coquillier recueilli à Hauteville sur la côte ouest du Cotentin, à 50 cm sous les plus hautes mers et daté 4 250 $\pm$ 250 ans B.P. (Giresse, Dangeard et Hommeril, 1967).

Le problème du dépassement du niveau actuel au Flandrien supérieur ou Dunkerquien est plus délicat. Des dépôts marins ont été décrits sur nos côtes au-dessus des hautes mers actuelles (Briquet, 1930; G. Dubois, 1930; Guilcher, 1948; Elhaï, 1963; Giresse, Dangeard et Hommeril, 1967; Ters et Buisson, 1969; Morzadec-Kerfourn, 1969), certains ont été datés et sont reportés sur la figure 35. Mais, il est souvent difficile de distinguer les apports exceptionnels de tempêtes, des restes d'un stationnement de la mer au-dessus de la position présente. D'autre part, les résultats obtenus sont parfois divergents, par exemple :

- A Argenton, dans le Léon, une tourbe à caractères saumâtres, située à + 1 m/H.M. est datée 2 180 $\pm$ 105 ans B.P. (Morzadec-Kerfourn, 1969)
- Près de Cherbourg, à Nacqueville et au Becquet, un dépôt comparable daté 2 130 $\pm$ 150 ans se trouve à - 1,5 m/H.M. (Delibrias et Elhaï, 1963)

Or, de tels sédiments ont dû se déposer sensiblement à la même cote, au voisinage des hautes mers. De même, il est difficile de concilier les résultats suivants acquis sur la côte ouest du Cotentin, à quelques kilomètres de distance :

- tourbe située au voisinage des plus hautes mers à Lingreville : 1 520 $\pm$ 120 ans B.P. (Elhaï, 1963),
- tange affleurant entre + 2 et + 5 m/H.M. à Heugueville : 1 470 $\pm$ 120 ans B.P. (Giresse, Dangeard et Hommeril, 1967).

En outre, l'altitude particulièrement élevée de ce dernier gisement surprend dans le cadre normand, région particulièrement stable. L'hypothèse de réajustements isostatiques différentiels peut être envisagée (1). Elle expliquerait également la cote élevée du sable coquillier daté 4 250 ans B.P. et recueilli à Hauteville, localité voisine.

(1) A l'aide d'informations complémentaires peut-être sera-t-il possible de mettre en relation ces réajustements différentiels et les anomalies isostatiques.

Dans nos régions, on trouve donc çà et là quelques dépôts marins affleurant au-dessus des hautes plages actuelles, mais il n'y a pas de haut niveau dunkerquien généralisé. Dans ces conditions, il est donc préférable de s'en tenir à une courbe ne dépassant pas le niveau marin actuel. Cela n'exclut pas l'existence d'une oscillation marine positive au Subatlantique, probablement au début de l'ère chrétienne (fig. 35), comme le montrent les coupes d'Asnelles (Sommet de F 2 et de F 3) et de la Baie des Veys (partie supérieure du sondage de Coquebourg).

233 - Etude comparée des résultats (fig. 36).

La courbe établie aux Pays-Bas (Jelgersma, 1961) est assez proche de celle qui est proposée, tout spécialement pour les sept derniers millénaires. Au Boréal, elle indique également une élévation rapide des eaux mais avec une avance d'environ 500 ans. Les deux courbes représentent les modifications relatives du niveau marin, somme des mouvements d'origine eustatique et des réajustements isostatiques corrélatifs.

Plusieurs auteurs ont cherché à construire une courbe uniquement eustatique en s'adressant à des régions réputées stables (ce qui apparaît de plus en plus exceptionnel au fur et à mesure que progressent les recherches) ou par déduction de nombreuses mesures relatives. Sur la figure 36 ont été reportées les courbes de R. Fairbridge (1961), H. Faure et P. Elouard (1967), N. Mörner (1969) et celle des auteurs nord-américains présentée au Congrès de l'I.N.Q.U.A. en 1969, principalement construite d'après les travaux de F. Shepard et J. Curray (1961 à 1967). Elles amènent les observations suivantes :

a) - Les courbes ne présentant pas d'oscillations secondaires peuvent être considérées comme des courbes "moyennes" qui ne sont pas la représentation des faits réels. C'est l'une des conclusions du récent Symposium de Paris sur les variations des niveaux marins mondiaux depuis 11 000 ans B.P. (Gill, 1969). Mais, pour déterminer les mouvements positifs ou négatifs de faible amplitude, des données précises, nombreuses et localisées sont nécessaires. Dans nos régions, cela n'est possible que pour les derniers millénaires : oscillation positive vers 3 500 ans B.P., oscillation négative autour de 2 500 ans B.P., oscillation positive au début de l'ère chrétienne (fig. 35 et M.T. Morzadec-Kerfourn, 1969).

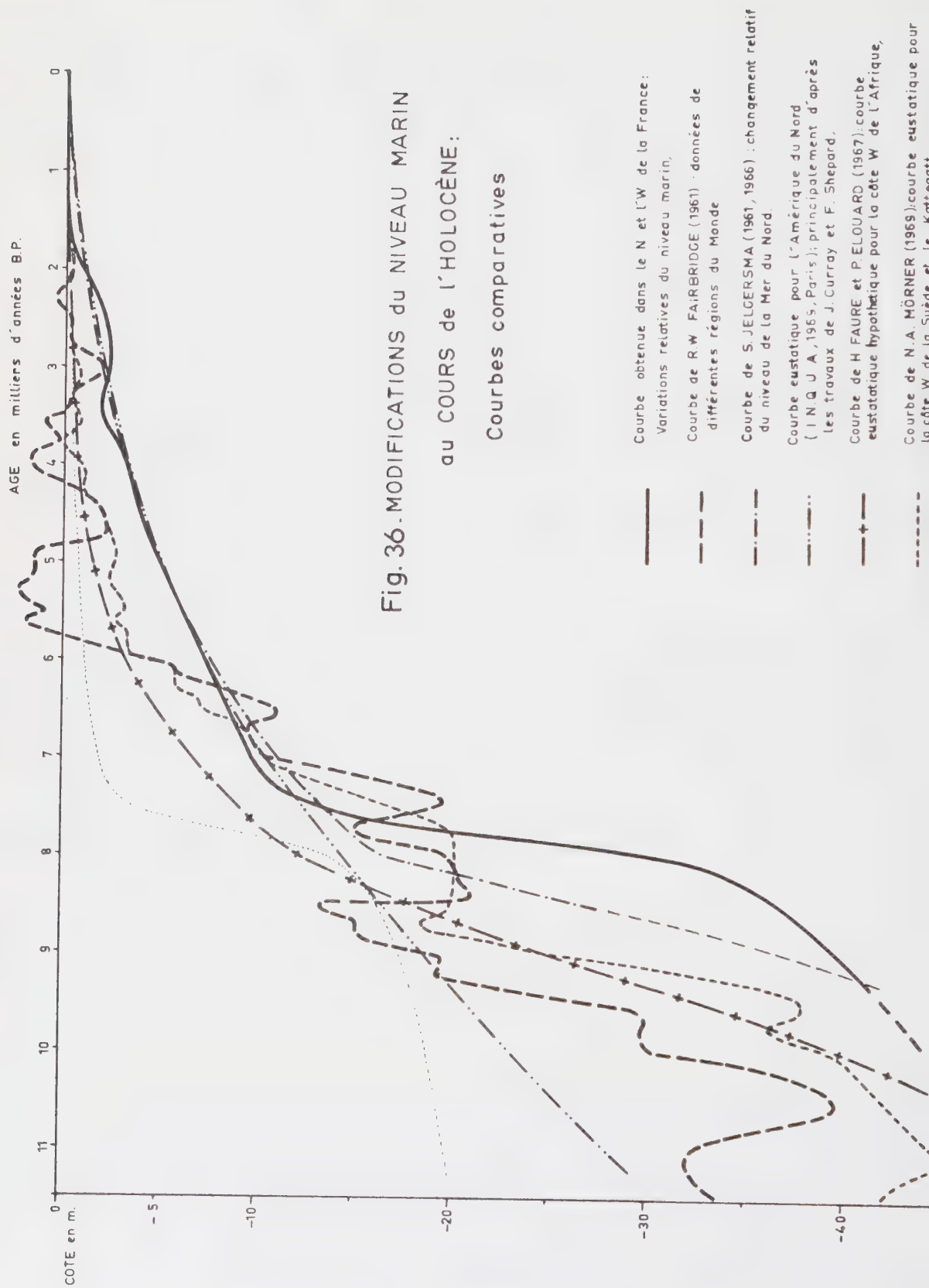


Fig. 36. MODIFICATIONS du NIVEAU MARIN
au COURS de l'HOLOCÈNE;
Courbes comparatives

b) - Les courbes eustatiques considérées ne dépassent pas le niveau marin actuel à l'exception de celle de Fairbridge (1961) d'ailleurs fort discutée dans les récentes publications américaines (Shepard et Curray, 1967; Redfield, 1967). Aussi s'accordait-on généralement, avant le Symposium de Paris, à attribuer à des causes isostatiques ou tectoniques la présence de dépôts flandriens à une altitude supérieure aux hautes plages actuelles. Maintenant, il semble que cette interprétation ne soit valable que pour l'Europe et l'Amérique du Nord. En Asie et dans l'hémisphère sud, le niveau marin aurait dépassé le niveau actuel au Flandrien moyen (Gill, 1969). Cette vision globale des phénomènes doit encore être vérifiée.

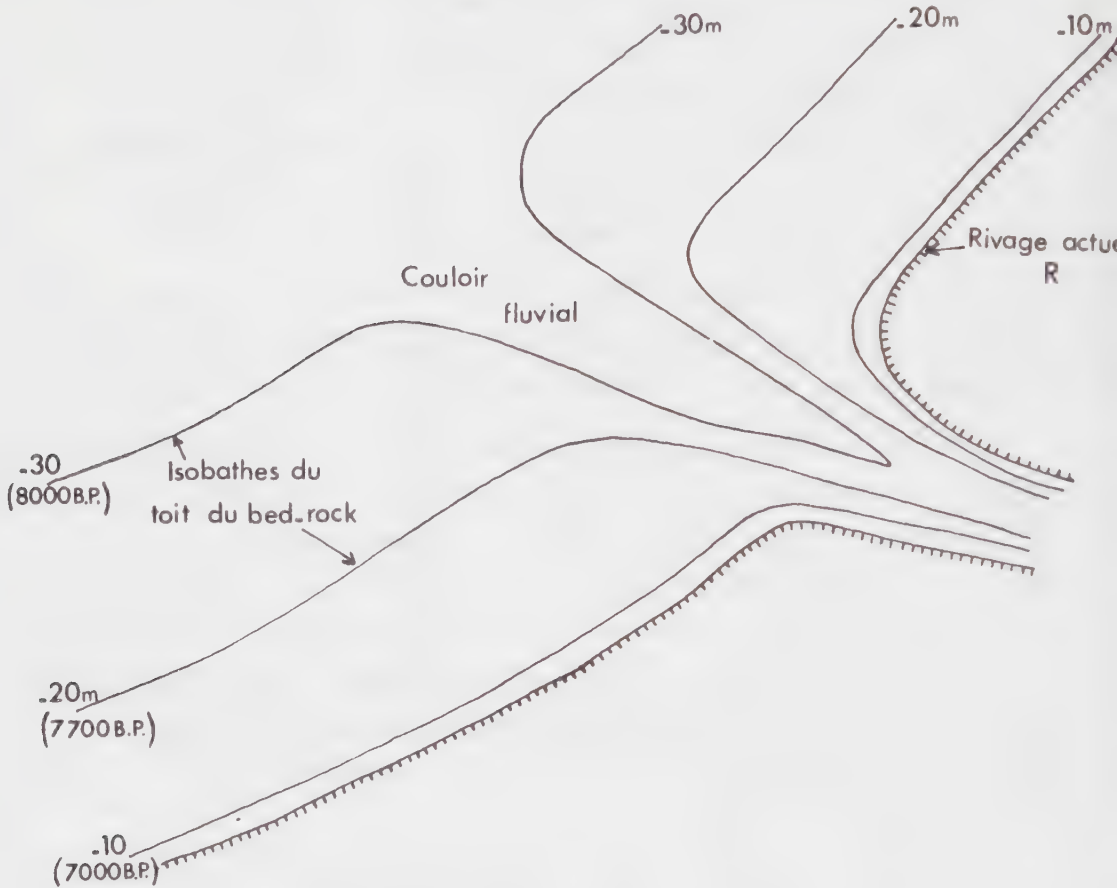
c) - Pour la totalité de la période holocène, l'élévation du niveau marin dans nos régions est en majeure partie attribuable à l'eustatisme : montée des eaux variant entre 30 et 40 m selon les courbes proposées par les auteurs.

d) - Il ne faut pas négliger pour autant le rôle des réajustements isostatiques, en particulier ceux qui résultent de l'augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau. A. Bloom (1967) a récemment attiré l'attention sur ce point, en rappelant qu'en Arizona le remplissage du réservoir du Lac Mead avait entraîné, entre 1935 et 1950, un enfoncement de 70 mm dans une zone de 60 km de diamètre. De tels réajustements peuvent être à l'origine des décalages relevés entre la montée eustatique des eaux et l'élévation relative du niveau marin, en précisant que la courbe proposée (fig. 35) se rapporte à la frange littorale actuelle (1).

D'après l'ensemble des courbes références, l'élévation du niveau de la mer au début du Postglaciaire dans nos régions est "en retard" sur le mouvement eustatique général. Ce retard est rattrapé à 7 000 ans B.P. Pour en rendre compte, on peut envisager un affaissement du sol au voisinage de la ligne de rivage actuelle d'où proviennent la plupart des informations ayant servi à construire la courbe (fig. 35). En se référant aux courbes de R. Fairbridge, N. Mörner, H. Faure et P. Elouard, il faudrait en outre admettre un mouvement du sol en sens inverse aux environs de 9 000 B.P., ce qui reste à prouver. Par contre, à partir de la courbe proposée par les auteurs nord-américains, l'interprétation des résultats paraît plus simple; elle peut se concevoir comme suit :

(1) La plupart des informations proviennent en effet de cette étroite bande de terrain.

Soit R la ligne de rivage actuelle. Au début du Postglaciaire l'élévation du niveau marin, due à la montée eustatique des eaux, n'est sensible près de R que dans les couloirs fluviaux où le bed-rock s'abaisse à une trentaine de mètres par rapport aux régions adjacentes (schéma).



Puis, au fur et à mesure que progresse la transgression flandrienne, la ligne de rivage se rapproche de R. Cette région doit alors être affectée par une réponse "isostatique" à la surcharge créée par l'élévation du niveau marin. Le fond s'enfonce au voisinage de R de telle sorte que la montée apparente des eaux s'accélère. D'après les courbes réunies sur la figure 36, le réajustement isostatique est presque achevé à 7 000 B.P. A cette époque, la transgression flandrienne a approximativement atteint le niveau - 10 m. Or, dans nos régions, on remarque que la courbe de niveau - 10 m est proche de R. La ligne de rivage s'est donc peu modifiée depuis 7 000 ans. A l'ouest, au contraire, les variations furent profondes et rapides (schéma).

Etant donné les densités relatives de l'eau et du milieu basique sous-jacent à la lithosphère, on peut évaluer

la compensation isostatique au tiers environ de l'élévation du niveau des eaux comme l'ont proposé A. Cailleux (1954) et A. Bloom (1967). Cette élévation étant dans nos régions de l'ordre de 45 m pour la période holocène, le réajustement isostatique peut être estimé à 15 m. La courbe correspondant à cette compensation isostatique est esquissée sur la figure 36 en considérant que pour les sept derniers millénaires, une élévation du niveau marin de 10 m a engendré un enfoncement du sol de l'ordre de 3 m. Ce sont là des valeurs moyennes. Au cours des siècles, il est possible que les mouvements verticaux du sol se soient effectués à vitesse variable, en s'inversant parfois.

L'étude des variations du niveau des mers au cours des dernières années, de 1885 à 1950, met en évidence le rôle respectif de l'eustatisme et des mouvements du sol selon les lieux (Cailleux, 1952). A l'échelle mondiale, on a décelé un relèvement eustatique des eaux à la vitesse de 1 300 mm par millénaire (1). Par rapport à ce résultat, des mouvements verticaux du sol, tantôt positifs, tantôt négatifs, sont mis en évidence. Par exemple :

- A Cherbourg, le sol s'élève à la vitesse moyenne de 1 800 mm par millénaire ce qui se traduit par un abaissement du niveau marin de 500 mm pour la même période,
- Aux Sables d'Olonne, le sol s'enfonce au contraire de 1 100 mm par millénaire, d'où une élévation moyenne du niveau marin de 2 400 mm par millénaire.

Même si la valeur absolue des chiffres annoncés est contestable, ils montrent que des mouvements différentiels entre des stations assez proches sont concevables. Je pense que de tels mouvements expliquent la position altimétrique, parfois "anormale" de certains dépôts par rapport à la courbe proposée qui intéresse une vaste région littorale (fig. 35). Une telle explication peut notamment être avancée pour rendre compte de certains hauts niveaux d'âge Flandrien supérieur (p. 164). Récemment, M.J. Graindor (1970) est arrivé à des conclusions comparables en se basant sur les principaux caractères structuraux du Massif Armoricaïn et sur la sismicité de cette région.

RESUME ET CONCLUSIONS du CHAPITRE 4 (Tableau 6).

Les variations climatiques du Quaternaire répondent à une certaine périodicité, chaque cycle ayant duré de 40 à 50 millénaires. Sur ces

(1) On notera que cette valeur est du même ordre de grandeur que la valeur moyenne de l'élévation du niveau marin depuis 7 millénaires (1,4 m par millénaire sans tenir compte de la compensation isostatique).

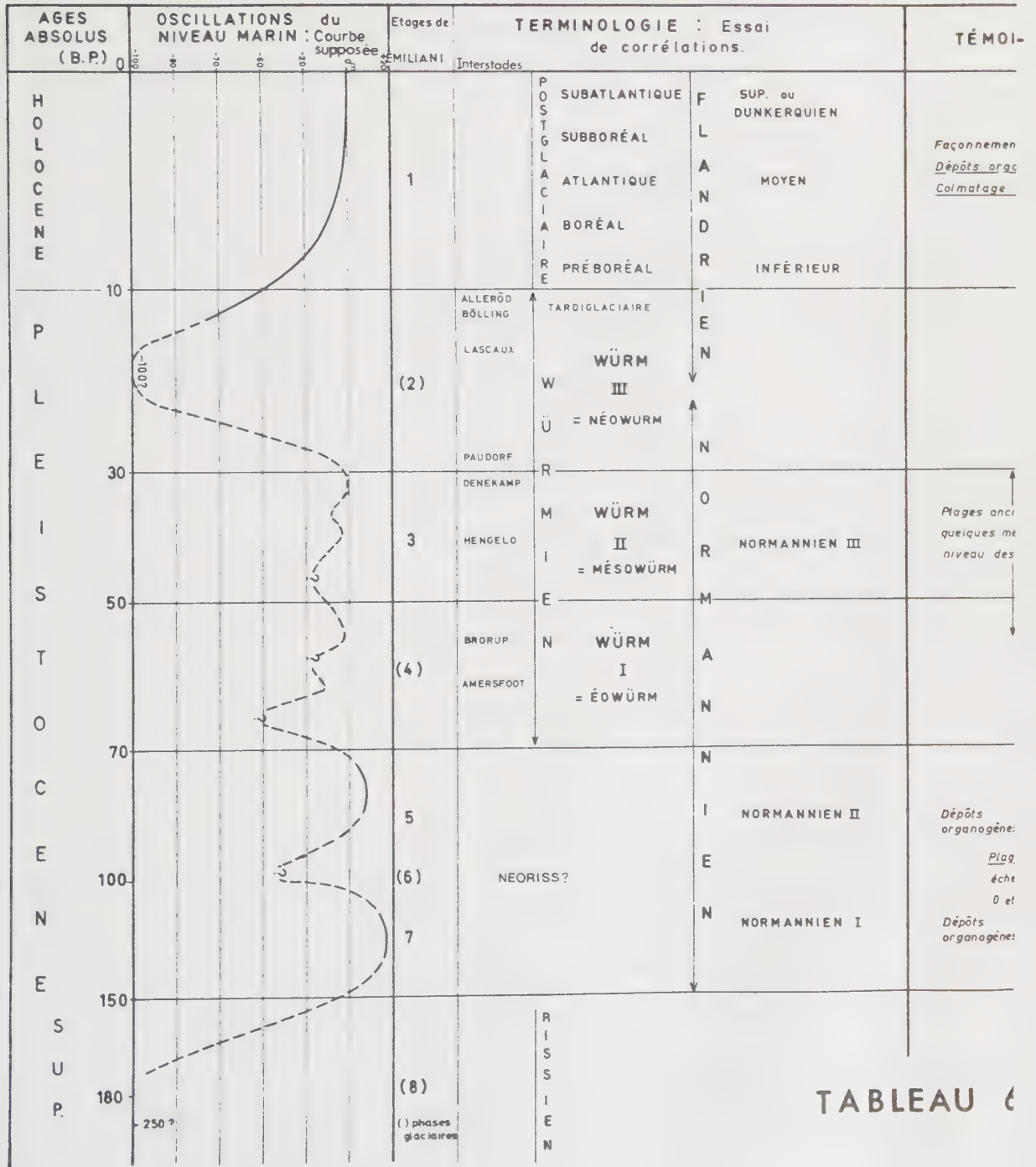
bases une succession d'étages de valeur glaciaire et interglaciaire peut être distinguée comme le propose C. Emiliani (1967, 1970). L'histoire du Pléistocène apparaît donc sous un jour nouveau et ces conceptions permettent de mieux rendre compte des faits observés, tout spécialement pour la partie supérieure du Quaternaire (tableau 6).

Les phases d'émersion du Pléistocène ont laissé de multiples traces sur les fonds sous-marins actuels et nombreuses sont celles qui peuvent être attribuées à la dernière et importante régression néowürmienne. Peut-être des témoins des périodes régressives antérieures sont-ils conservés mais il n'est généralement pas possible de les distinguer des restes plus récents. Toutefois, le creusement des fosses qui a nécessité un abaissement relatif du niveau marin de plus de 200 m, est antérieur au Würm (époque risienne, voire plus ancienne).

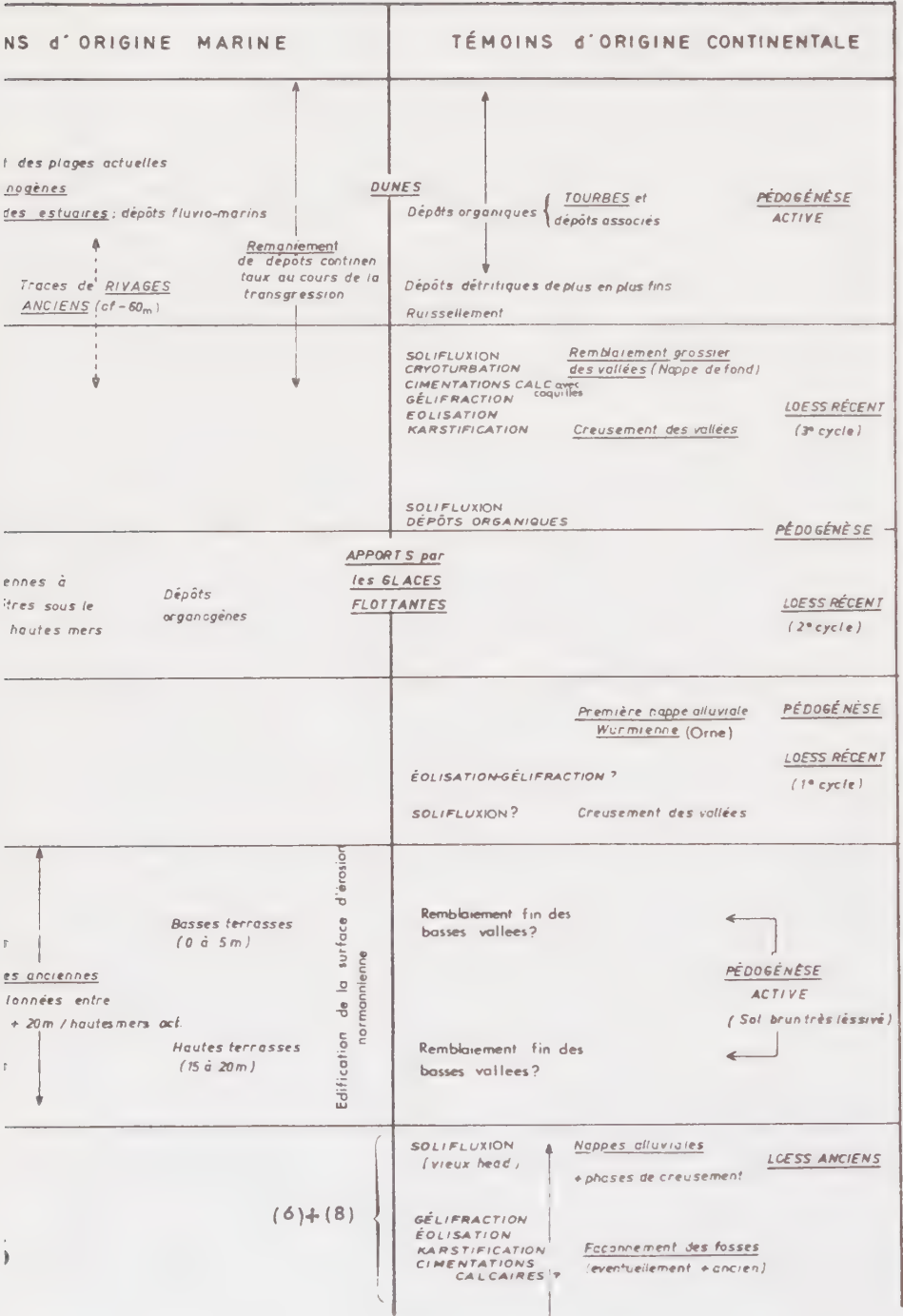
La plupart des témoins de niveaux marins plus élevés que le niveau actuel sont situés au-dessous de +25 m/H.M. Ils sont attribués au Normannien et, dans cet ensemble, je propose de rattacher les hautes terrasses fréquentes entre + 15 et + 20m/H.M. au Normannien I, la plupart des basses terrasses comprises entre 0 et + 5m/H.M. au Normannien II, en corrélant ces étages avec les optima climatiques mis en évidence autour de 140 000 ans B.P. d'une part, de 85 000 ans B.P. d'autre part (étages 7 et 5 de C. Emiliani). Quelques très basses terrasses correspondent probablement à un niveau marin intra-würmien proche du niveau actuel : Normannien III (étage 3 de C. Emiliani). Cet étage est corrélatif d'une période würmienne (Würm moyen) relativement tempérée à l'échelle mondiale.

L'amélioration des conditions climatiques à la fin du Würm et au début du Postglaciaire entraîne des changements dans le couvert végétal, la modification des conditions de sédimentation sur les terres émergées et l'élévation eustatique du niveau marin. La transgression flandrienne progresse à une vitesse variable selon les époques, accompagnée parfois de petites oscillations positives ou négatives du niveau marin. Dans nos régions, la montée des eaux est particulièrement rapide à la fin du Boréal en liaison avec des réajustements isostatiques amenant l'affaissement du sol. La cote - 10m/H.M. est atteinte à 7 000 B.P. Quelques dépôts flandriens ont été signalés au-dessus du niveau marin actuel mais ils sont insuffisants pour conclure à un haut niveau marin généralisé, notamment au Flandrien supérieur. L'hypothèse de mouvements différentiels du sol peut être avancée pour expliquer certains gisements particuliers. Au fur et à mesure que progressent les recherches, l'instabilité de régions réputées stables apparaît. En outre, il faut

TABLEAU RESUME DE L'HISTOIRE DE LA M/
PLEISTOCENE SUPERIEUR ET A L'HOLOCE



ANCHE AU
NE.



souligner que des mouvements verticaux insensibles à l'homme (de l'ordre de 1 mm par an par exemple) produisent déjà des effets importants au bout d'un millénaire (variation relative du niveau de 1 m). Depuis le début du Flandrien moyen ce sont des mouvements relatifs de cet ordre de grandeur qui sont responsables d'une élévation des eaux d'environ 10 m. Erosion, sédimentation, variations d'épaisseur de la tranche d'eau, engendrent des reajustements isostatiques et, en un lieu donné, les modifications du niveau marin sont la résultante de ces mouvements et de l'eustatisme.

Les principaux résultats obtenus se rapportent principalement au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Cette condensation importante de l'histoire quaternaire résulte de la succession de cycles climato-sédimentaires où le dernier remanie et efface presque entièrement les précédents. Ces effets sont encore plus sensibles dans le domaine sous-marin actuel que sur le continent où l'étagement des formes et des dépôts selon l'âge assure une meilleure conservation : terrasses fluviatiles et marines par exemple.

Deuxième Partie



LA COUVERTURE

de

DEPOTS MEUBLES

PREAMBULE

Les premières cartes lithologiques sous-marines des côtes de France (M. Delesse, 1871 puis J. Thoulet, 1922) ont été dessinées à partir des renseignements portés sur les cartes du Service Hydrographique de la Marine et obtenus à l'aide du plomb suiffé. Sur ces anciens documents, le caractère généralement grossier des sédiments de la Manche, lié à la force des courants de marée, est déjà mis en évidence. En Baie de Seine, la publication des cartes lithologiques de J. Thoulet est accompagnée de deux articles donnant des informations sur la composition des dépôts, leur teneur en calcaire, la répartition des graviers et des coquilles (Thoulet, 1910 et Sudry, 1911).

En 1928, la thèse de L. Dangeard, principalement consacrée à la géologie du bed-rock, contient de nombreux renseignements sur les sédiments meubles. Quelques années plus tard, ces informations sont utilisées par l'auteur pour dessiner une nouvelle Carte lithologique des côtes de France, destinée à l'Atlas de France (Dangeard, 1936 - 1939).

A partir de 1937, J. Furnestin et L. Berthois publient les résultats de leurs campagnes sur le "Président-Théodore-Tissier" (navire de l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes) mais il en est peu qui intéressent le périmètre étudié.

La première synthèse concernant la sédimentation dans la Manche paraît en 1947 (Bourcart) et trois ans plus tard, à partir de données anciennes, O. Pratje réalise une carte lithologique de la Manche en essayant de mettre en rapport la nature des dépôts et la vitesse des courants de marée.

Ces dernières années, la plupart des recherches sédimentologiques consacrées à la Manche ont porté sur sa partie occidentale (Debyser et Fondeur, 1956; Boillot, 1964; Beigbeder, 1964; Hommeril, 1967_a; Giresse, 1969; Lefort, 1970).

Au total, les dépôts meubles de la Manche centrale et de la Baie de Seine étaient fort peu connus quand j'entrepris de les étudier en 1963. Certains résultats ont déjà permis de dessiner l'une des premières feuilles de la Carte sédimentologique des côtes de France au 1/100 000 : feuille de Saint-Vaast-la-Hougue (carte hors texte : Larsonneur, 1968 a). D'autres ont été publiés sous forme de monographies régionales : partie médiane de la Manche centrale (Larsonneur, 1965), parties orientale et occidentale de la Baie de Seine (Larsonneur et Hommeril, 1967; Larsonneur, 1969 a). Tous ces résultats seront repris ici en les intégrant à la totalité de la région étudiée.

Les diverses opérations effectuées sur les échantillons recueillis sont résumées et rassemblées dans le tableau 7. Les méthodes analytiques utilisées seront développées au cours de l'exposé.

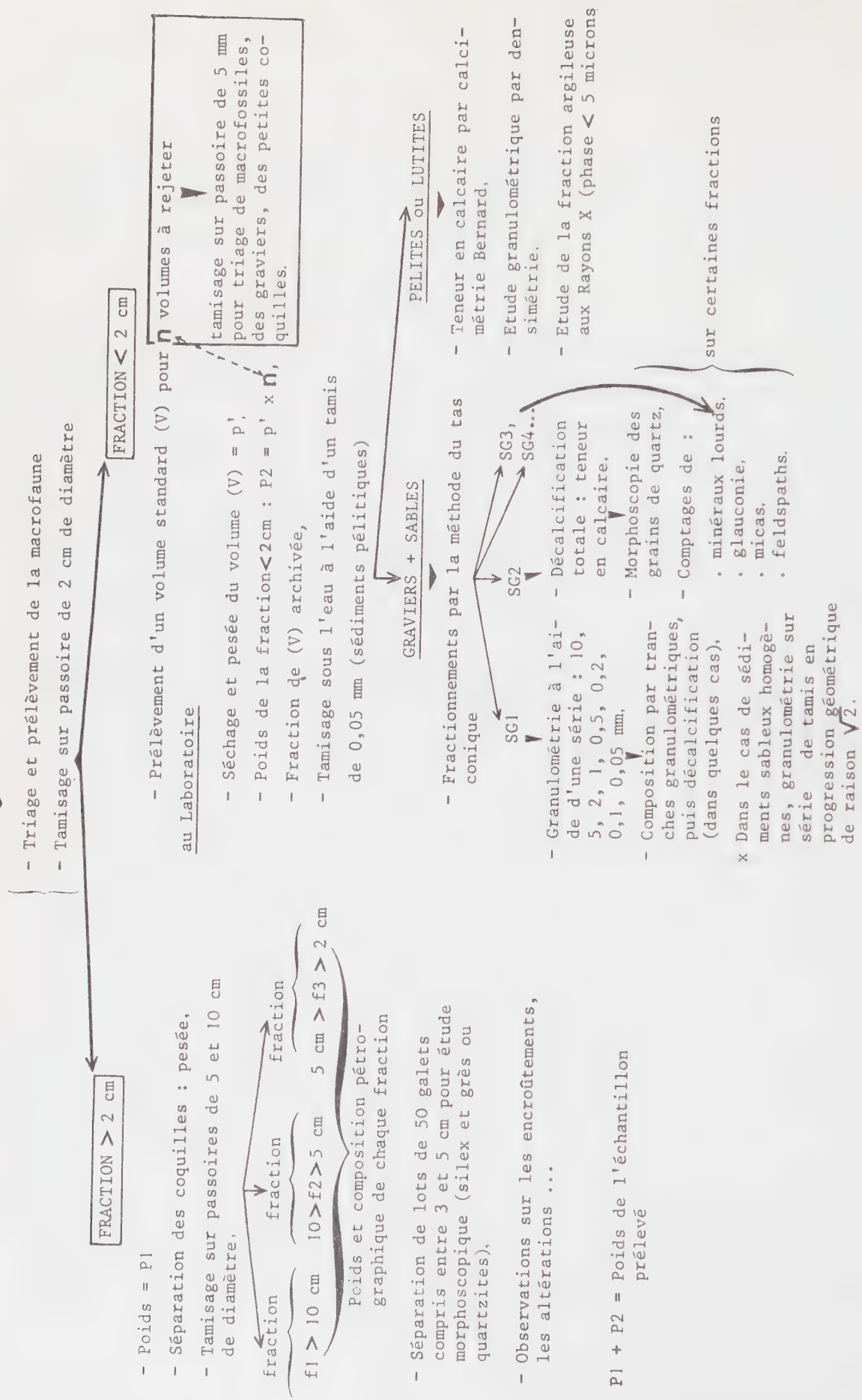


TABLEAU 7 - PRINCIPALES OPERATIONS EFFECTUEES SUR LES SEDIMENTS MEUBLES

CHAPITRE V

LA FRACTION TERRIGENE DES SEDIMENTS

Sommaire :

1 - LES RUDITES

- 11 - Répartition globale des graviers et des galets
- 12 - Répartition des galets et des graviers par catégories pétrographiques

2 - LES ARENITES

- 21 - Composition et répartition
- 22 - Morphoscopie des grains de quartz
- 23 - Répartition des feldspaths
- 24 - Répartition de la glauconie
- 25 - Répartition des micas
- 26 - Répartition des minéraux lourds

3 - LES PELITES ou LUTITES

- 31 - Répartition
- 32 - Fraction calcaire
- 33 - Fraction argileuse

RESUME ET CONCLUSIONS

En Manche, la couverture de dépôts meubles (1) renferme essentiellement une fraction d'origine continentale et une fraction d'origine organique. Selon l'usage, ces fractions seront respectivement appelées terrignone et organogène bien que la signification de ces termes ne soit pas conforme à leur étymologie.

La classification adoptée est basée sur la taille des particules qui détermine les propriétés physiques des dépôts (Bourcart, 1941). Elle comporte les trois grandes classes suivantes établies d'après l'échelle logarithmique internationale (2) :

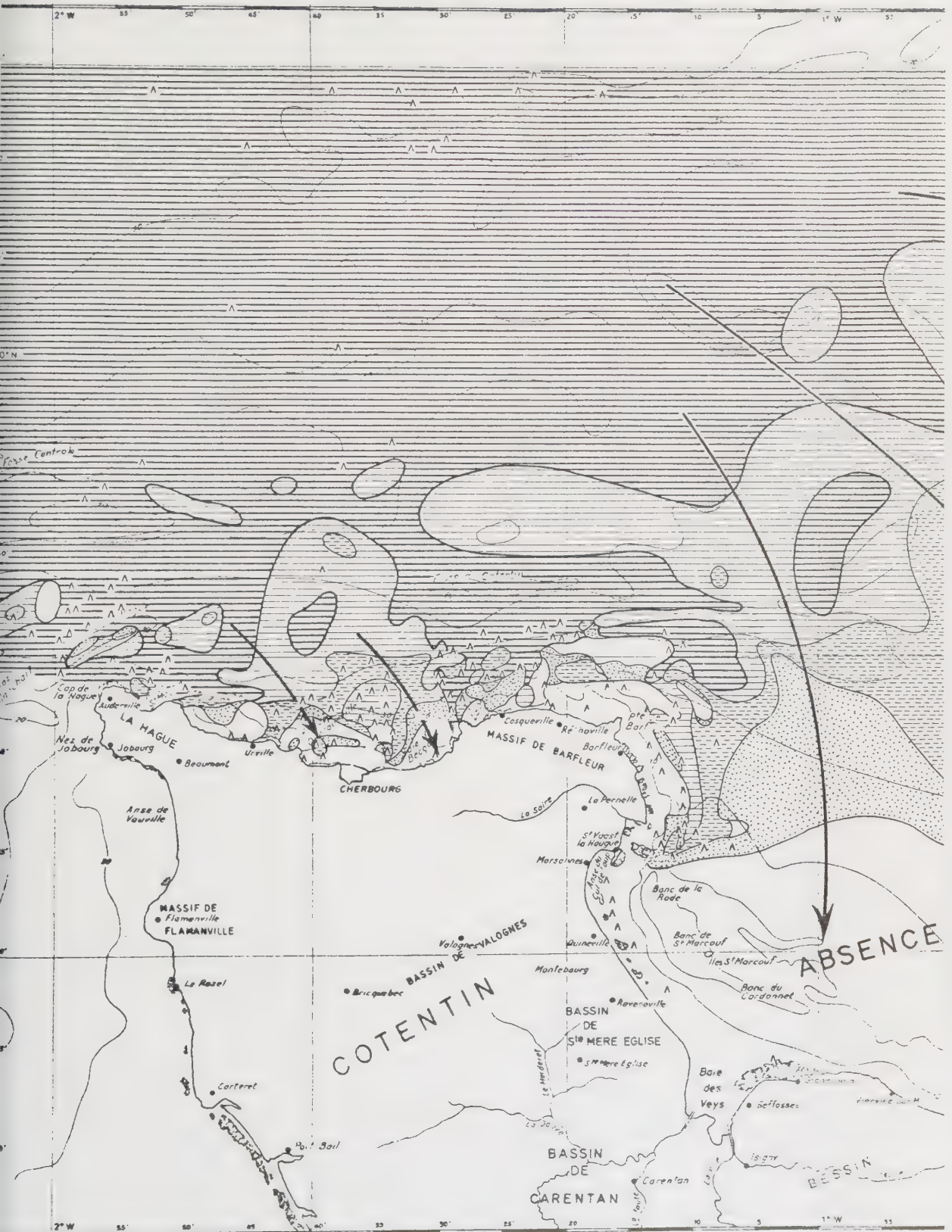
- Classe des RUDITES groupant les éléments dont le diamètre est supérieur à 2 mm (blocs, galets, graviers, granules),
- Classe des ARENITES groupant les grains dont la taille est comprise entre 2 mm et 0,064 mm (sables grossiers, sables moyens, sables fins, sablons),
- Classe des LUTITES ou PELITES (groupant les particules dont la taille est inférieure à 0,064 mm (silts, argiles).

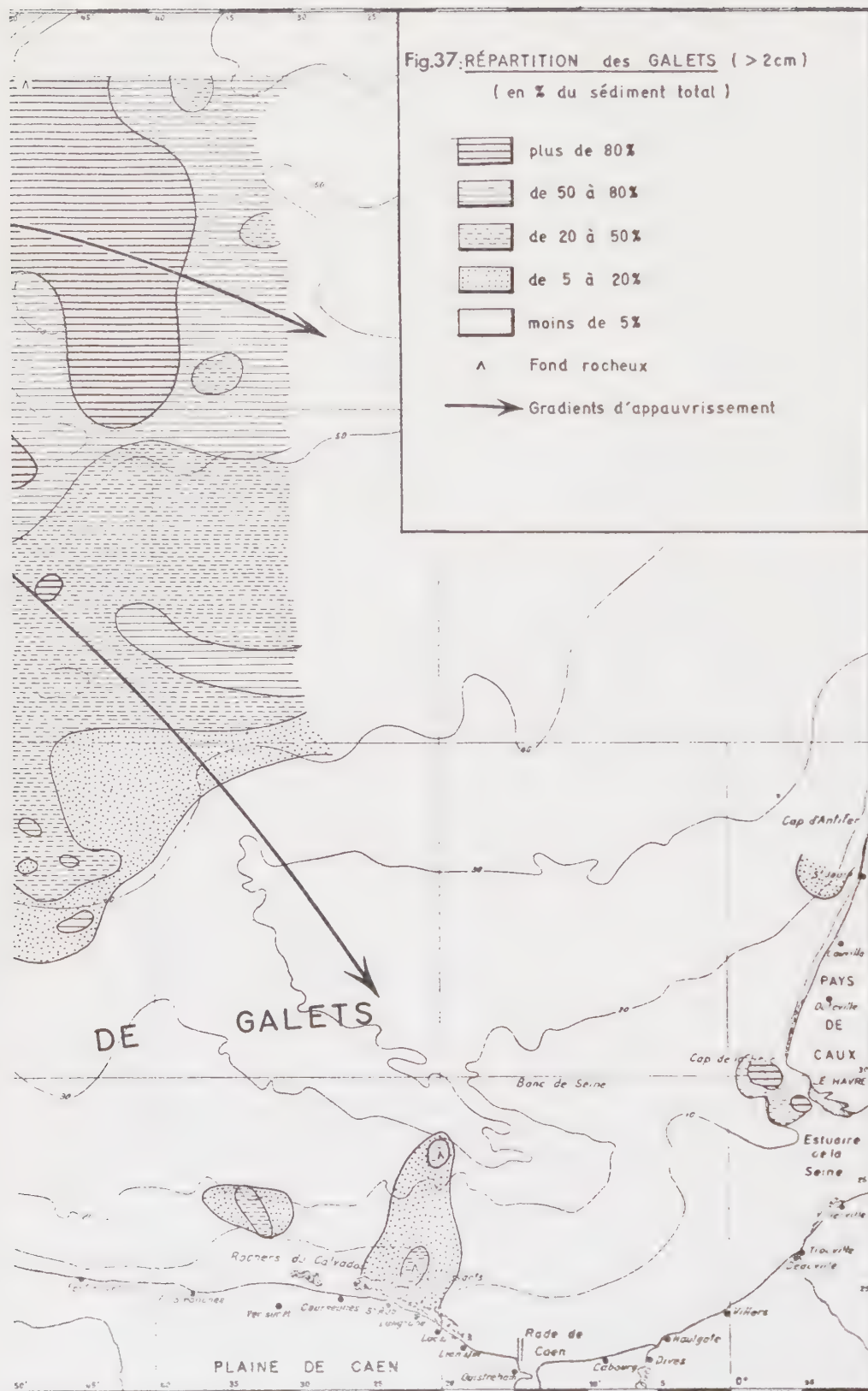
La séparation à 2 mm entre les rudites et les arénites est obtenue par tamisage à sec sur une passoire à trous circulaires de 2 mm de diamètre.

La séparation à 0,064 mm entre les arénites et les lutites est obtenue par tamisage sous l'eau à l'aide d'un tamis à mailles carrées de 0,05 mm de côté. A. Rosfelder (1960) puis P. Hommeril (1964) ont montré qu'en opérant par tamisage sur des toiles à mailles carrées il était nécessaire de multiplier la dimension de ces mailles par 1,3 pour obtenir des résultats granulométriques en harmonie avec la taille réelle des grains. Dans ces conditions, le tamis à mailles carrées de 0,05 mm ($0,05 \times 1,3 = 0,065$) est celui qui assure la séparation la plus proche de la valeur théorique retenue (3). Ultérieurement, c'est la valeur réelle 0,065 mm qui sera indiquée comme limite.

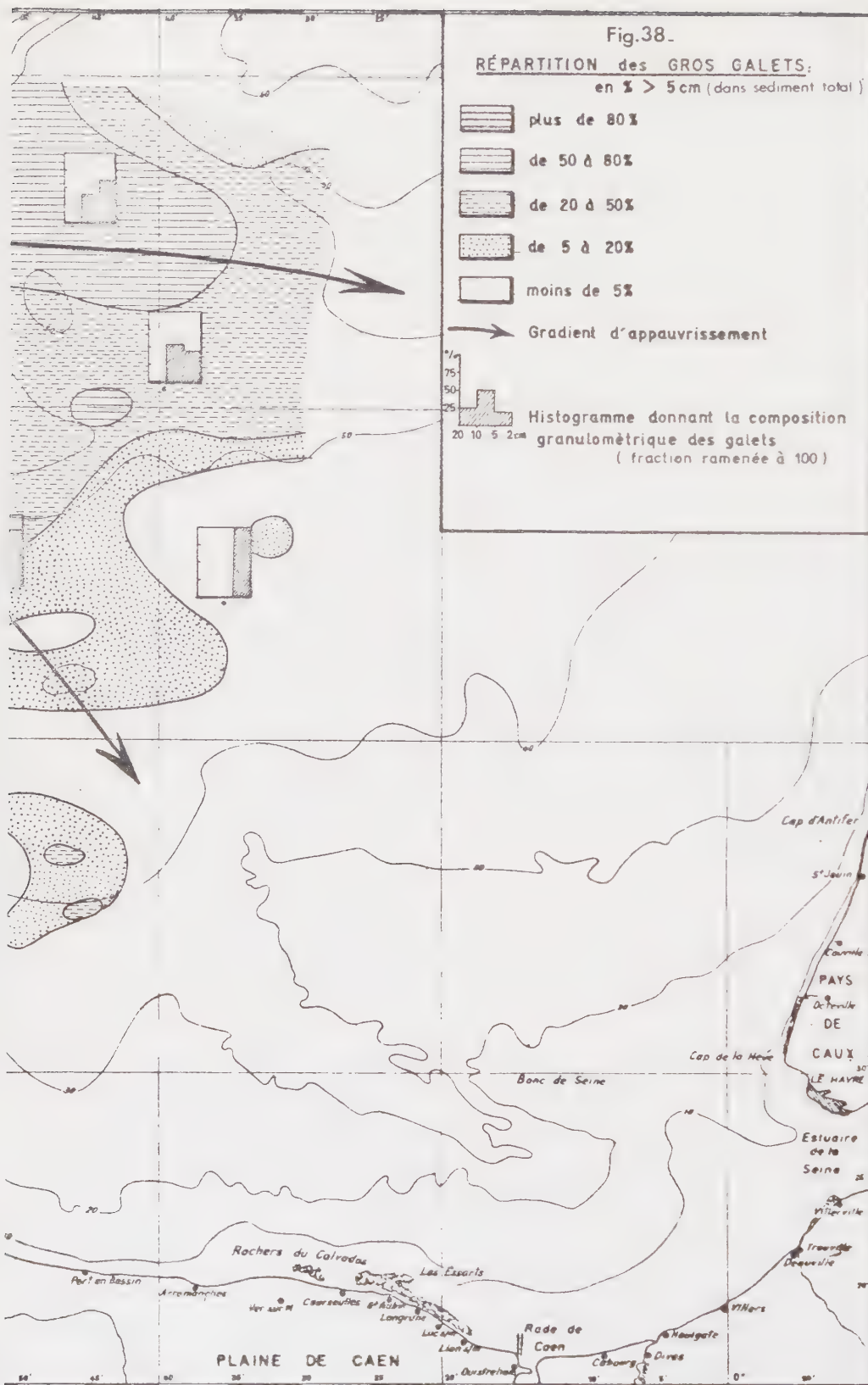
La limite à 0,002 mm, entre silts et argiles, n'a pas été retenue étant donné le peu de particules argileuses dans les dépôts de la région étudiée.

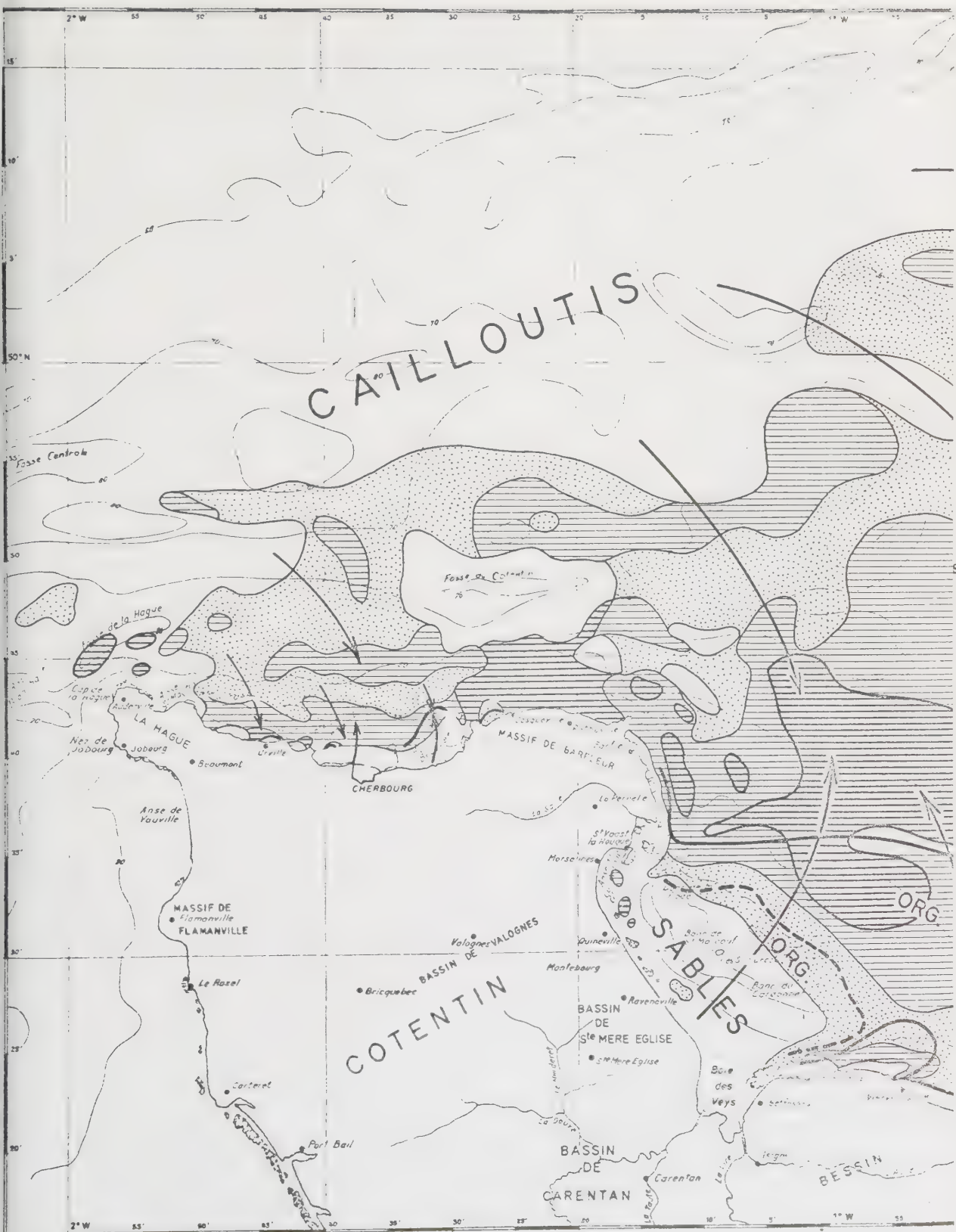
-
- (1) L'étude porte essentiellement sur la partie supérieure de cette couverture meuble, généralement mince d'après les enregistrements sismiques.
 - (2) Voir "Essai de nomenclature des roches sédimentaires". Editions Technip, Paris, 1961.
 - (3) Il est regrettable que ce point de méthodologie ne soit généralement pas précisé dans les travaux de sédimentologie car il peut être à l'origine de résultats divergents. Il s'applique également à la limite entre les rudites et les arénites (trous circulaires de 2 mm de diamètre ou mailles carrées de 2 mm de côté ce qui entraîne alors une coupure réelle de l'ordre de 2,6 mm !).



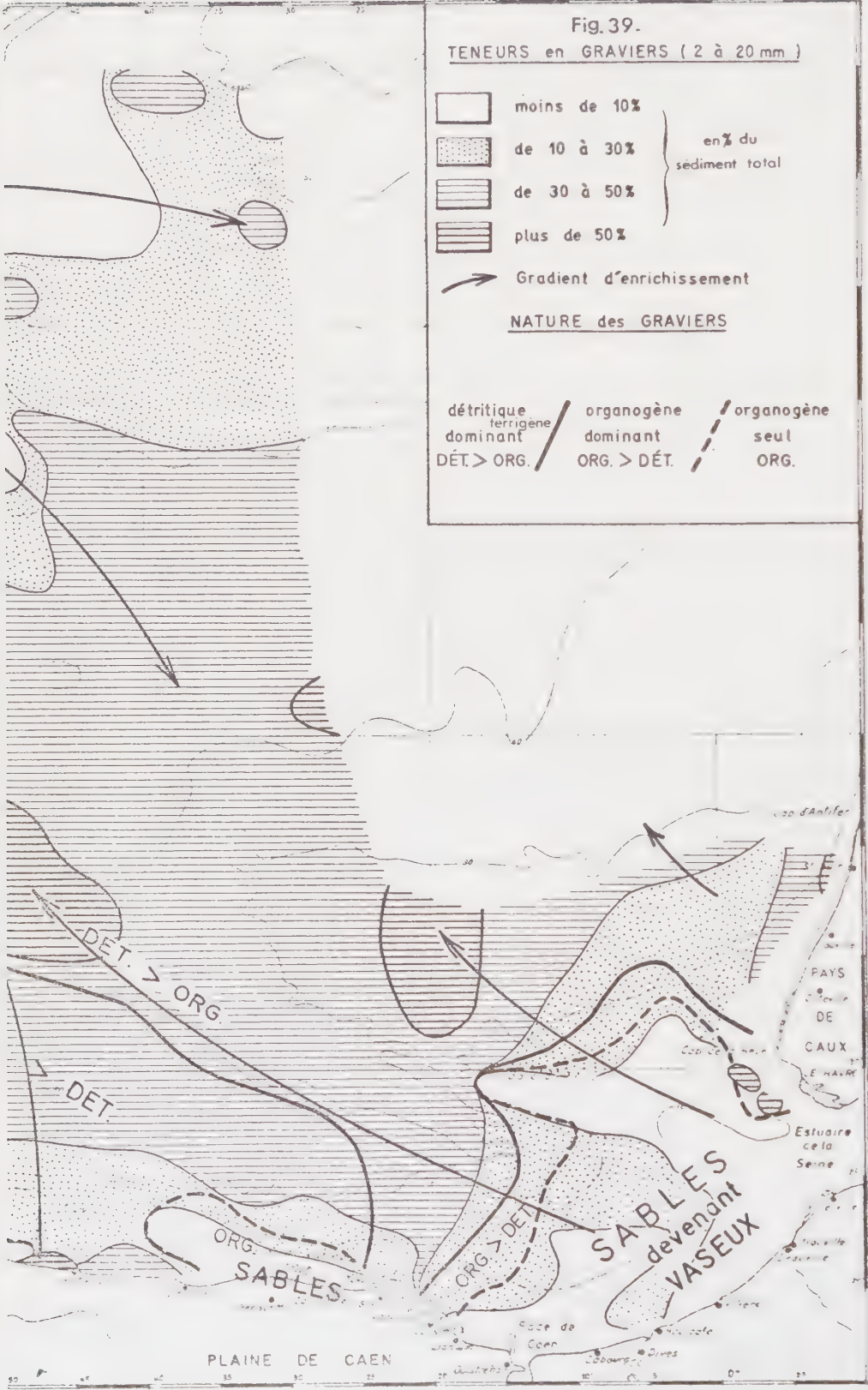








TENEURS en GRAVIERS (2 à 20 mm)



1. LES RUDITES

Les rudites sont composées de blocs, de galets (ou cailloux), de graviers et de granules, fractions limitées respectivement à 200 mm, 20 mm et 5 mm (Bourcart, 1941). Le terme galet n'a pour moi qu'une signification de taille, il n'implique pas un certain degré d'usure qui serait bien difficile à préciser. Les blocs, rarement ramenés par la drague, et sans doute relativement peu nombreux, ne seront pas étudiés.

11 - REPARTITION GLOBALE DES GALETS ET DES GRAVIERS.

a) Les galets.

Ils sont très abondants au N et au NE du Cotentin (fig. 37), dans le prolongement des vastes surfaces caillouteuses de la Manche occidentale (Dangeard, 1928; Boillot, 1964; Hommeril, 1967). En Manche centrale, ils constituent fréquemment plus de 80 % du sédiment (1) et il n'est pas rare que les proportions dépassent 95 %, notamment à l'W du méridien de Cherbourg. Vers la Baie de Seine, des matériaux plus fins viennent progressivement se mêler aux cailloux (pl. XII, 1 et 2) et la teneur de ces derniers diminue. Au S du parallèle de Saint-Vaast-la-Hougue, ils sont totalement recouverts de dépôts sablo-graveleux, sauf au voisinage de pointements rocheux (Plateau du Calva-dos et autres rochers pré-littoraux) et à l'emplacement des anciennes accumulations littorales de la région havraise (bancs de l'Eclat et du Placard).

Les gros galets (supérieurs à 50 mm) sont abondants à l'entrée de la Manche centrale, principalement entre 50° N et 50° 10' N (fig. 38). La proportion de ces éléments dans les dépôts superficiels diminue vers la Manche orientale, vers la côte nord du Cotentin et vers la Baie de Seine comme l'indiquent, sur la figure 38, les histogrammes donnant la répartition granulométrique des galets (2). Les constituants de la couverture caillouteuse présentent donc un certain tri.

-
- (1) En général, les pourcentages annoncés sont des pourcentages pondéraux. Chaque fois qu'il en sera autrement (pourcentages établis après comptages de particules), je le préciserai dans le texte.
- (2) Pour chaque station, le poids de galets a été ramené à 100. Trois fractions granulométriques ont été retenues (2-5 cm, 5-10 cm et 10-20 cm). Chaque colonne de l'histogramme a une surface (également une hauteur) proportionnelle à l'effectif de la classe considérée.

b) Les graviers.

La figure 39 représente la répartition des graviers et des granules dans leur totalité y compris les débris coquilliers ou phycogènes. La nature graveleuse des dépôts et leurs propriétés physiques dépendent en effet de ces teneurs globales. Cependant, j'ai porté l'indication de la fraction dominante, terrigène ou organogène. Cette dernière est surtout importante en Baie de Seine, au S d'une ligne Le Havre-Saint-Vaast-la-Hougue.

Dans l'ensemble, les dépôts de graviers sont rares. Le plus souvent, cette fraction granulométrique entre dans la composition de mélanges tantôt caillouteux, tantôt sableux (pl. XII et XIII). C'est donc dans la région intermédiaire entre la Manche centrale et la Baie de Seine que les teneurs sont les plus fortes (de 30 à 60 % du sédiment total). Partant de là, les proportions diminuent vers les zones caillouteuses de la Manche centrale et sableuses des extrémités de la Baie de Seine. La fraction graveleuse est également bien représentée dans quelques dépôts proches de la côte nord du Cotentin, tout spécialement sur la partie immergée du Massif de Barfleur et sur la bordure méridionale de la Fosse de la Hague. Dans ces régions, la teneur en graviers atteint localement 90 % du sédiment total.

12 - REPARTITION DES GALETS ET DES GRAVIERS PAR CATEGORIES
PETROGRAPHIQUES.

La nature pétrographique des galets et les proportions pondérales de chaque catégorie ont été déterminées sur le bateau pour tous les échantillons en adoptant les subdivisions suivantes : quartz, silex, grès et quartzites (et autres roches siliceuses d'origine détritique), granites et autres roches endogènes, schistes et phyllades, calcaires, autres roches. Les résultats sont représentés en zones d'isopourcentages pour la fraction supérieure à 2 cm des sédiments (fig. 7, 24, 40, 41 et 42).

La composition de la fraction sablo-graveleuse a été définie pour une cinquantaine d'échantillons régulièrement répartis. J'ai procédé par comptages sur les fractions granulométriques suivantes : gros graviers (20 à 10 mm), gravillons (10 à 5 mm), granules (5 à 2 mm), sables grossiers (2 à 1 mm), sables moyens (1 à 0,5 mm), sables fins (0,5 à 0,2 mm), sablons (en dessous de 0,2 mm).

J'ai isolé :

- dans la fraction terrigène : silex et silifications jurassiques, débris calcaires, phyllades, granites, quartz, roches et minéraux divers.
- dans la fraction organogène : coquilles et fragments coquilliers, branches de maërl, pièces de balanes, tubes de vers et débris divers.

Pour chaque tranche granulométrique, après comptage de 200 à 300 grains, les résultats ont été transformés en pourcentages. En portant

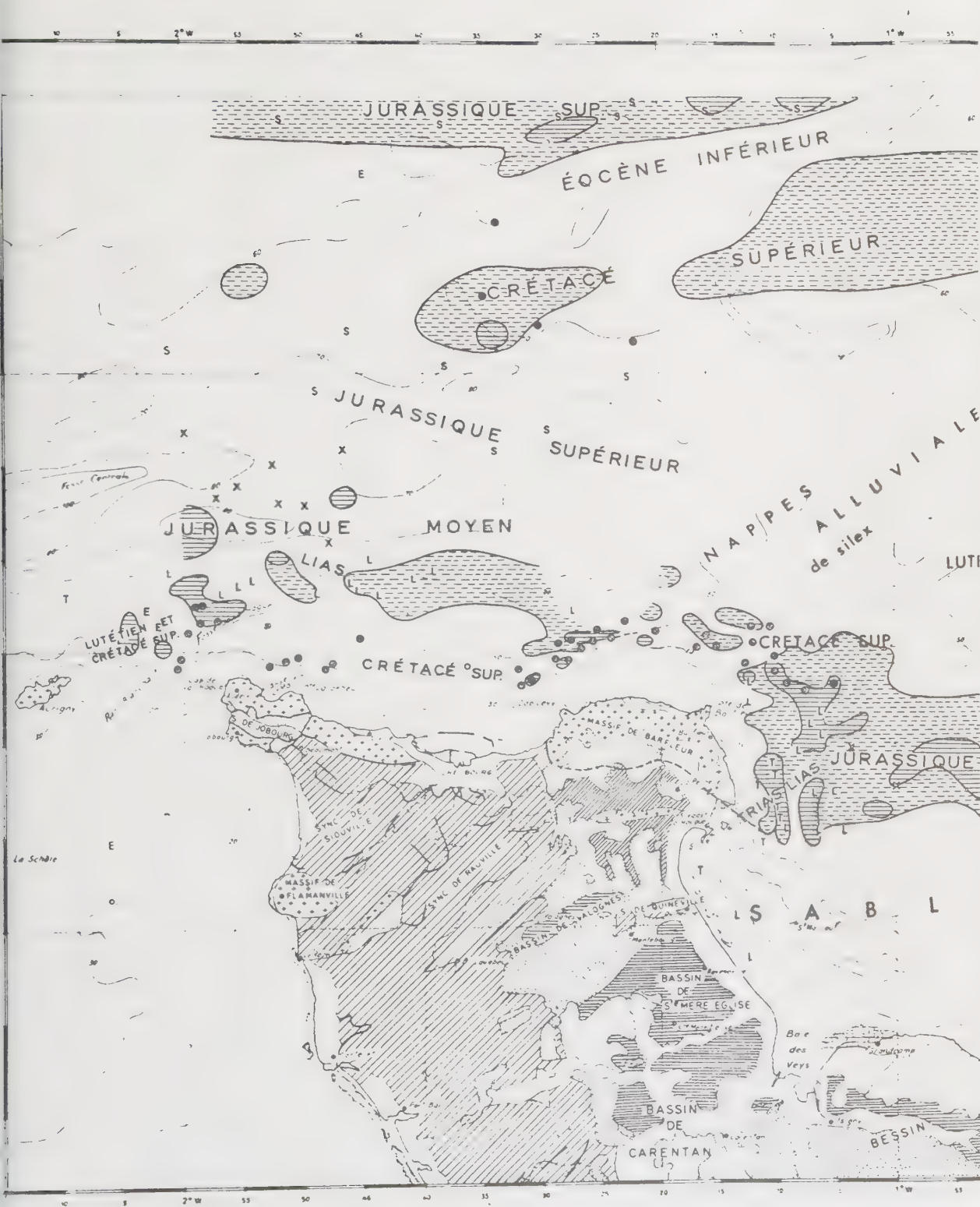
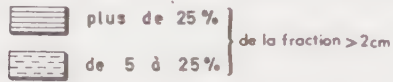


Fig.40 RÉPARTITION des GALETS de ROCHES CALCAIRES



GÉOLOGIE SIMPLIFIÉE du CONTINENT

Affleurements calcaires

E : Eocène X : Jurassique moyen
 ● : Crétacé supérieur L : Lias
 S : Jurassique supérieur T : Trias

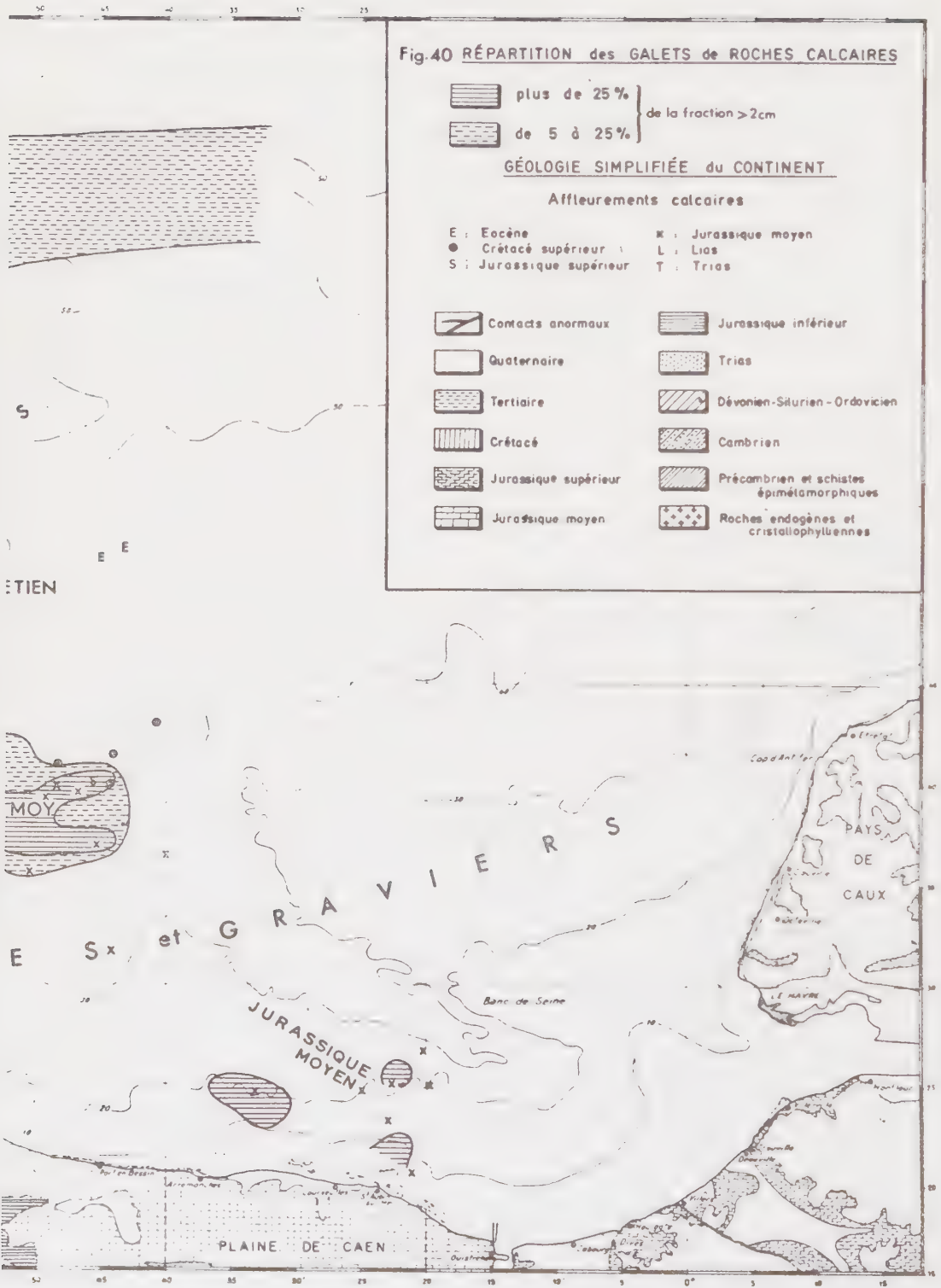
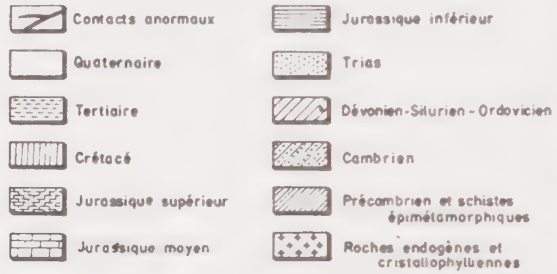
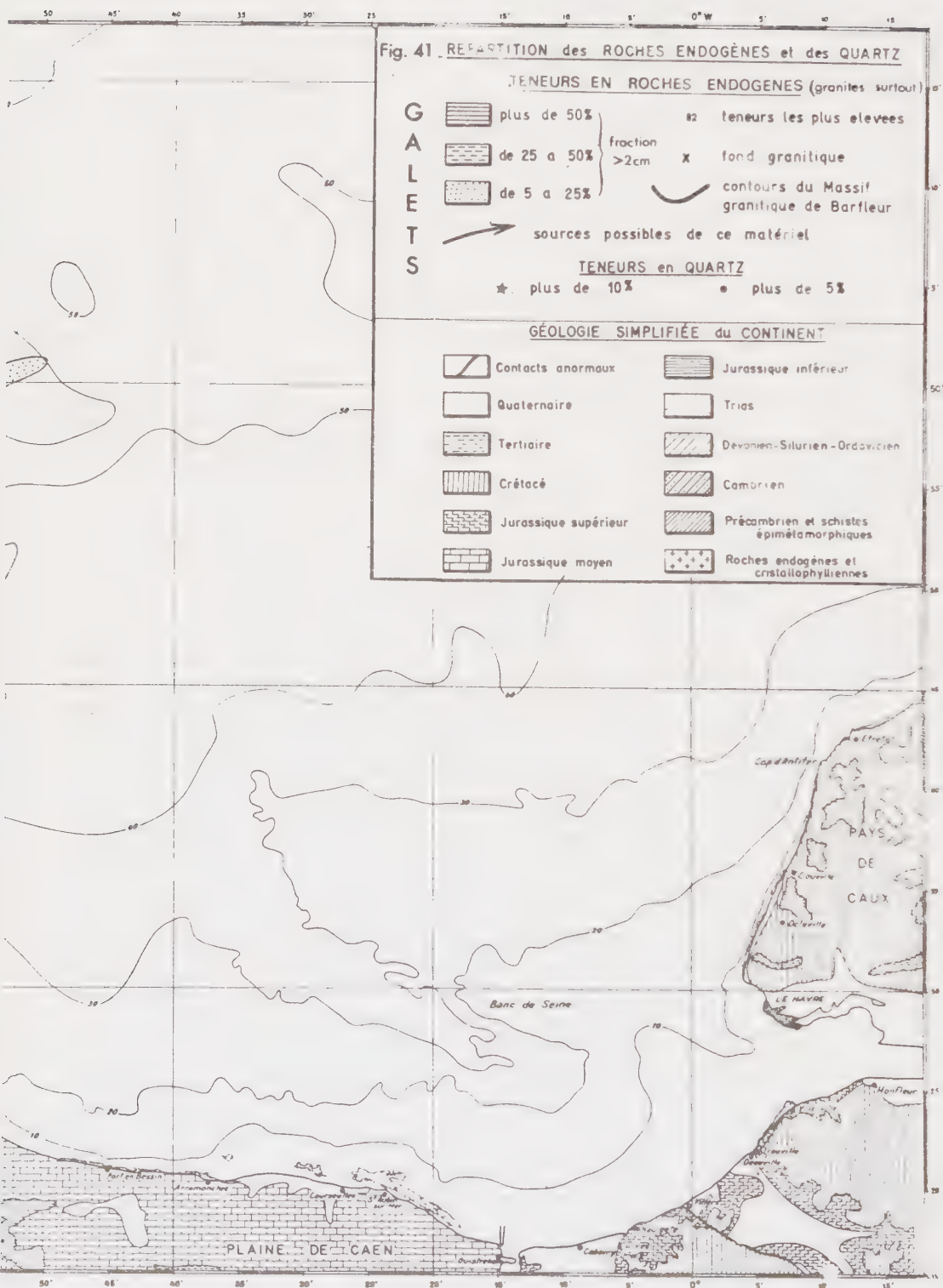


Fig. 41. RÉPARTITION des ROCHES ENDOGÈNES et des QUARTZ



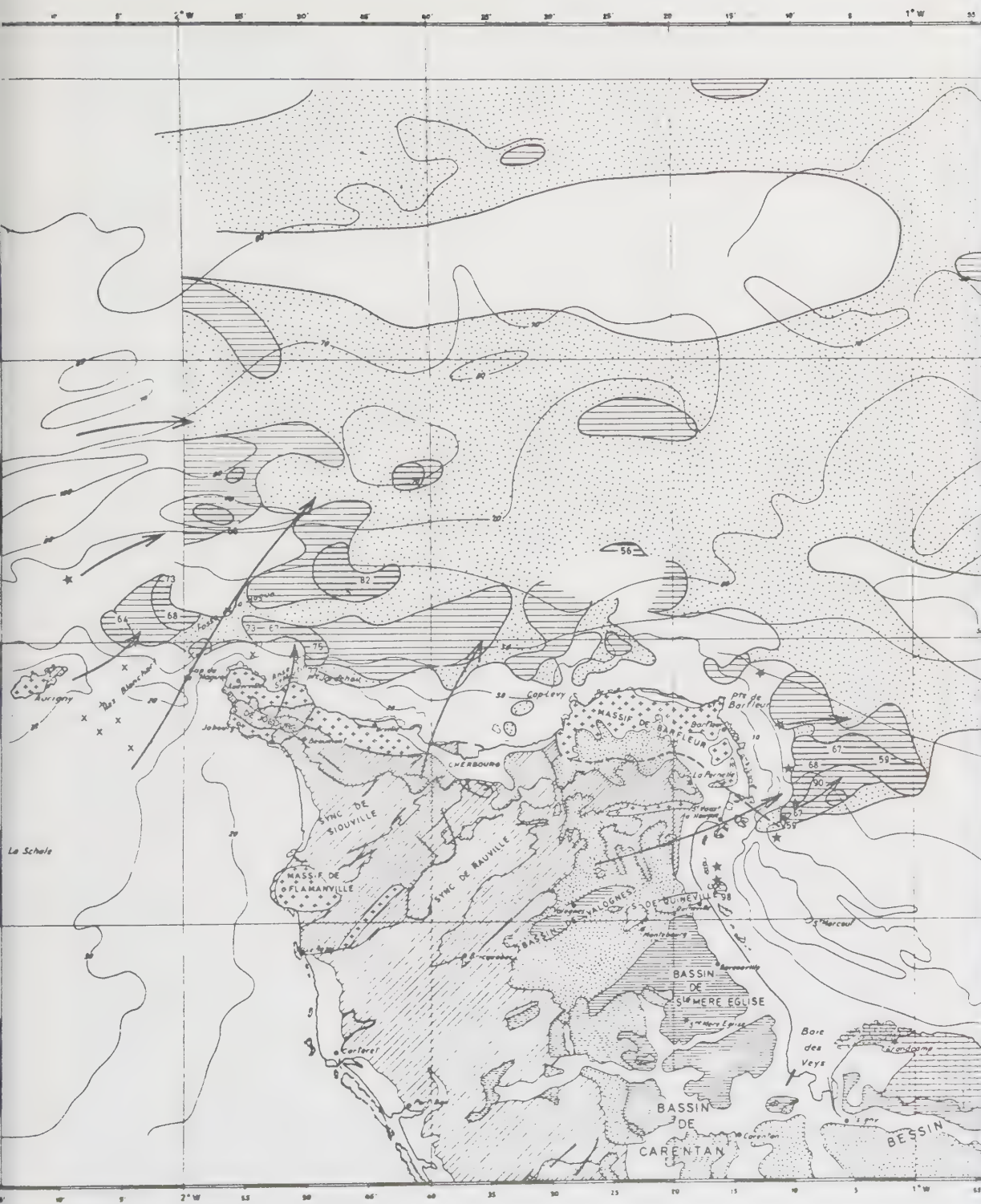
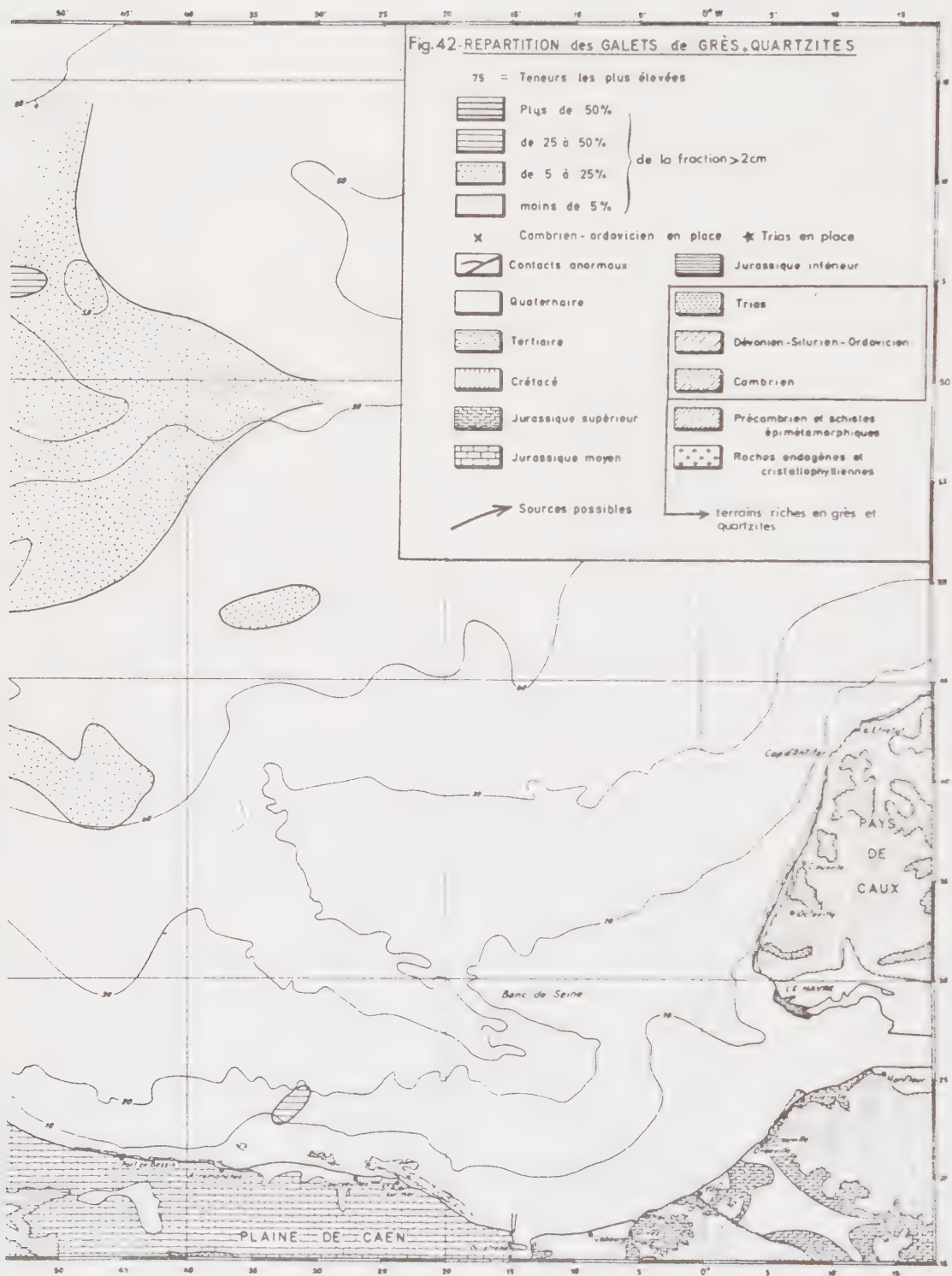


Fig.42-REPARTITION des GALETS de GRÈS, QUARTZITES



graphiquement des hauteurs proportionnelles à ces pourcentages j'ai pu construire les diagrammes représentés sur les figures 43 et 44. Sur chaque diagramme, j'ai ajouté l'histogramme correspondant à l'analyse granulométrique de l'échantillon entier pour que l'on puisse apprécier l'importance de chaque composant à sa juste valeur en considérant la totalité de la fraction sablo-graveleuse.

Les graviers et les galets qui composent les dépôts sous-marins sont d'origine régionale. Ils résultent en partie de la gélifraction des roches pendant les périodes froides. Les fragments ainsi formés ont été soumis aux processus d'altération superficielle, à l'action des eaux courantes puis des vagues. Aujourd'hui, en fonction de leur résistance à l'érosion, ils sont, ou non, en relation avec la nature pétrographique du substratum rocheux. J'appellerai "marqueur géologique" tout élément de la couverture meuble susceptible de donner des informations précises sur la nature du bed-rock.

121 - Galets et graviers bons marqueurs géologiques.

Il s'agit de galets de roches sensibles aux agents d'érosion qui ne résistent pas au brassage prolongé ou au transport sur de longues distances (1).

a) Phyllades sériciteux antécambriens (fig. 7).

Ces éléments se présentent en plaquettes peu usées dont la répartition est étroitement liée aux affleurements correspondants : périphérie du Massif de Barfleur, Anse de Cherbourg (station 202, fig. 43, par exemple). Les proportions diminuent brusquement dès que les terrains secondaires viennent recouvrir le socle biovérien, ils ont complètement disparu à quelques milles au-delà de la ligne de discordance. Les proportions sont également très faibles sur la partie immergée du Massif de Barfleur.

b) Roches calcaires (fig. 40).

Les fragments de roches calcaires sont relativement nombreux sur les fonds jurassiques situés à la périphérie du Cotentin et au large de Courseulles. Ce sont principalement des calcaires à grain fin, des calcaires sublithographiques et des calcaires coquilliers, surtout abondants près des

(1) J'ai plusieurs fois vérifié que les affleurements sont proches des stations où de tels galets, généralement anguleux, entrent dans la constitution des sédiments, d'où la notion de "gisement proche" utilisée précédemment (chap. I et II).

affleurements hettangiens et bathoniens. Dans les régions à substratum créta-
tacé, des calcaires crayeux, localement glauconieux, entrent dans la composi-
tion de la couverture caillouteuse. Il est rare de rencontrer des galets de
roches aussi peu résistantes que les craies ou les marnes. Leur présence est
un indice de "jeunesse" des dépôts, d'autant plus que tous les matériaux cal-
caires sont vigoureusement attaqués par les organismes lithophages : Annéli-
des, Eponges (notamment Cliona ciliata), Lamellibranches (Gastrochaena dubia,
Barnea candida, Barnea parva, Saxicava rugosa, Hyatella sp.). Près des affleu-
rements de couches marneuses ou marno-calcaires (horizons à faciès caillasse-
du Bathonien par exemple) le sédiment contient parfois des fossiles (pl. I)
détachés du substratum.

c) Granites à gros grain (fig. 41).

Le granite quartzo-feldspathique à structure pegmatoïde de la
partie occidentale du Massif de Barfleur n'a jamais été recueilli en galets
hors des limites du batholite. Sur ce dernier, les proportions dépassent sou-
vent 50 % (fig. 41) et la fraction graveleuse est principalement composée de
granites (station 1042, fig. 43). On trouve également des faciès à grain gros-
sier (granite porphyroïde) sur la partie orientale du massif, au large de
Barfleur et de la Pointe de Saire, d'où les forts pourcentages de galets de
granite dans ces régions.

Les affleurements de roches dioritiques au N de la Pointe de
Jardeheu se traduisent aussi par des proportions élevées de galets et de gra-
viers de roches endogènes dans les sédiments voisins.

122 - *Galets et graviers mauvais marqueurs géologiques.*

Ils correspondent au contraire à des roches très résistantes à
l'érosion :

a) Silex (fig. 24).

En Manche centrale les galets de silex constituent généralement
la fraction dominante de la couverture caillouteuse. Ils sont encore très nom-
breux dans les graviers où les teneurs relatives diminuent avec la taille des

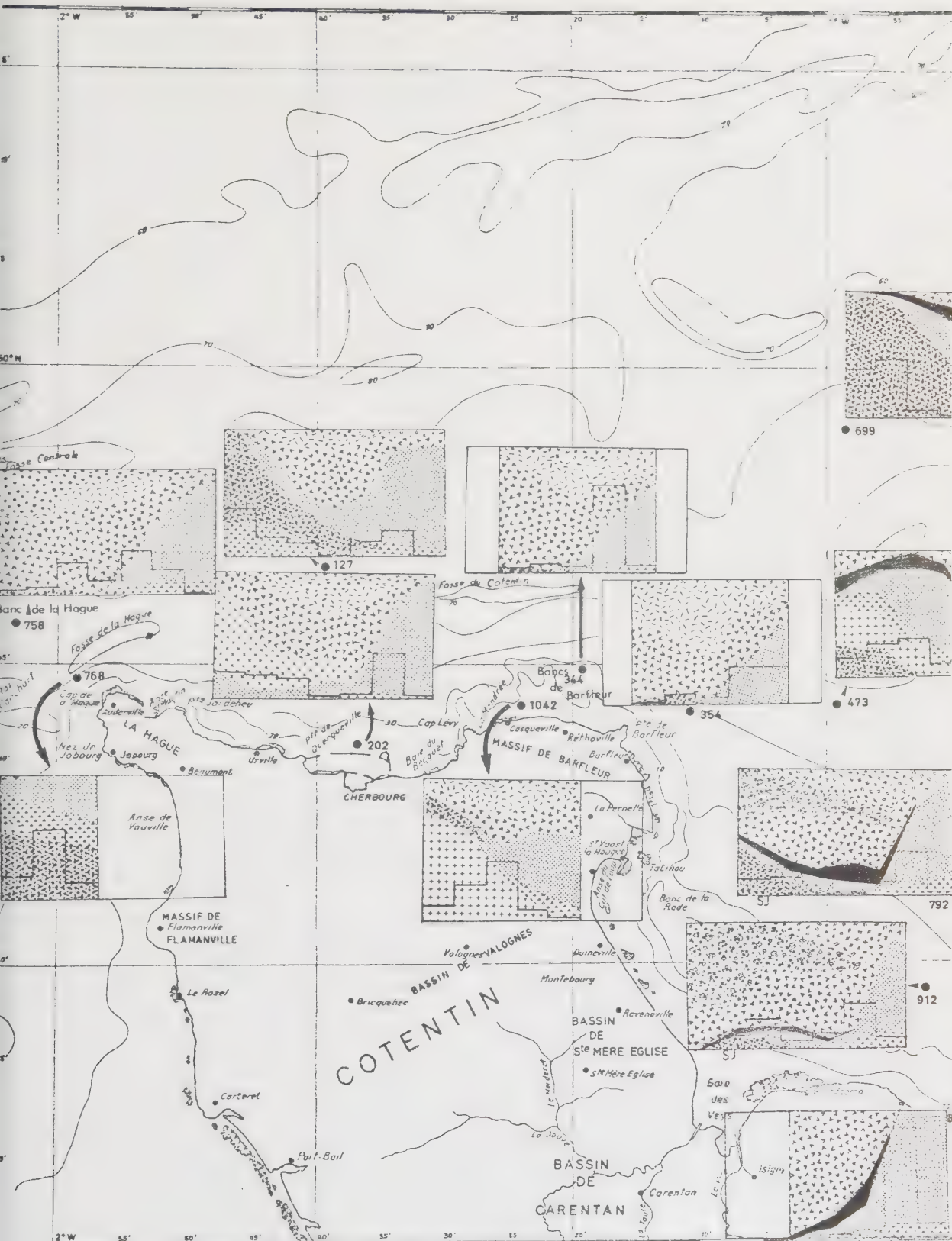


Fig. 43. COMPOSITION des SABLES
et des GRAVIERS

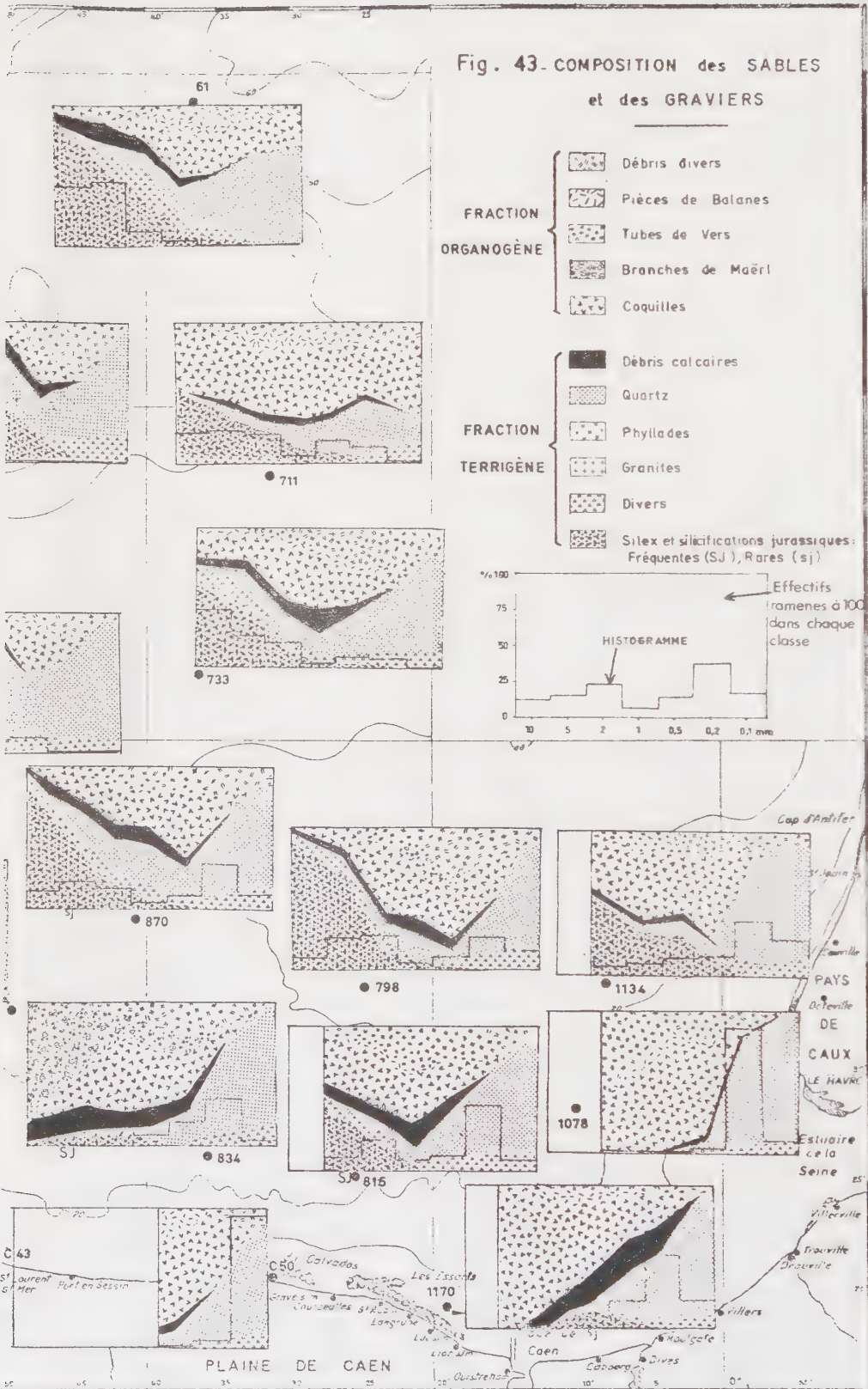
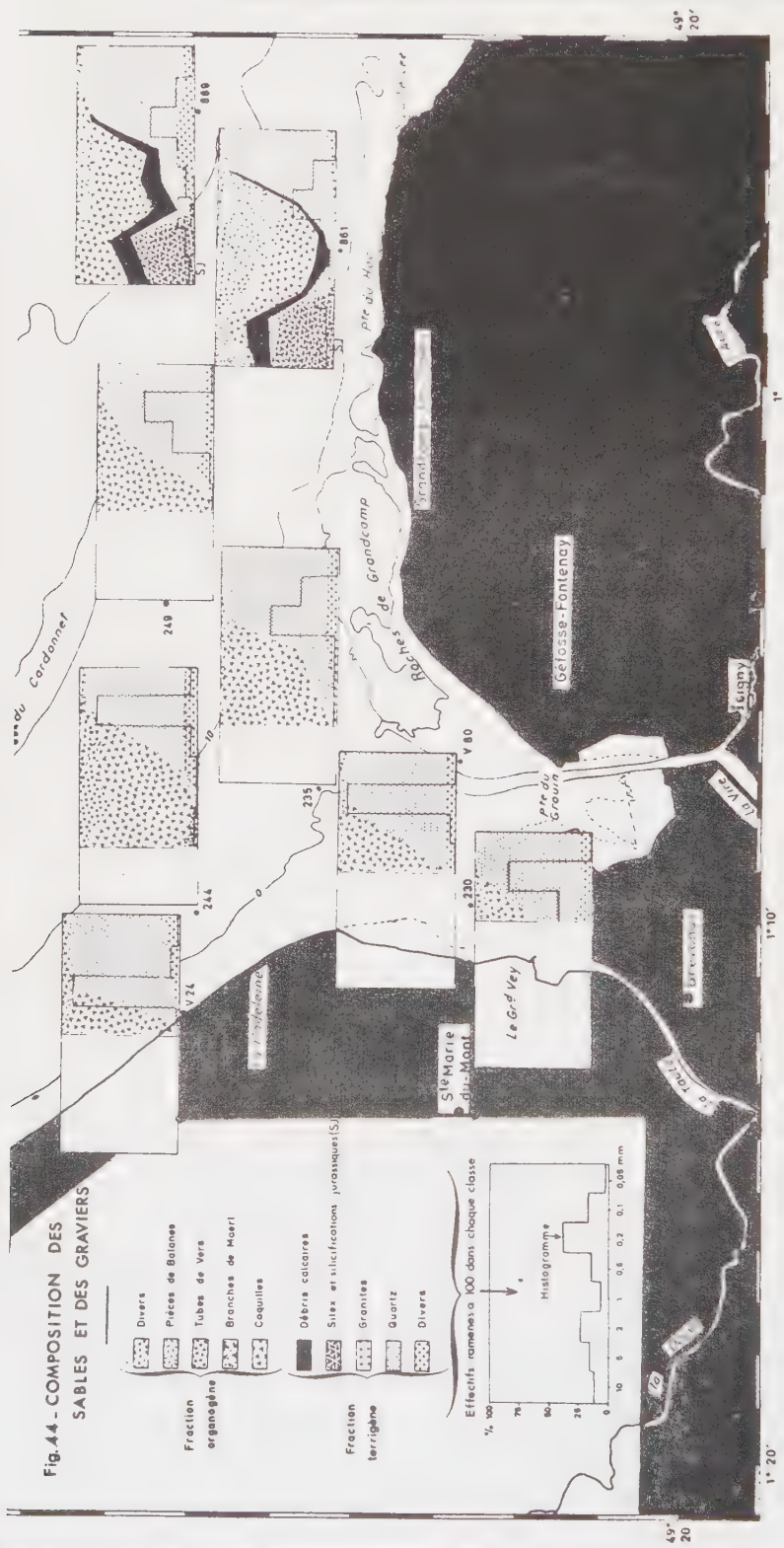




Fig.44 - COMPOSITION DES
SABLES ET DES GRAVIERS



constituants (fig. 43 et 44). Toujours très abondants sur substratum crayeux (de 80 à 90 % de la fraction supérieure à 2 cm, voire davantage) ils sont alors en partie autochtones. Mais, ces éléments très résistants à l'érosion ont pu subir de longs transports et ils reposent sur les terrains les plus divers. Au N du Cotentin, entre 40 ° 50' N et 50° N d'une part, 1° 10' W et 1° 50' W d'autre part, on relève de fortes proportions de silex là où le substratum appartient au Jurassique. Il s'agit d'anciennes nappes alluviales remaniées superficiellement par la mer. Plus en amont, dans la paléovallée de la Seine, les forages implantés à l'extrémité du Banc de Seine et dans la région havraise ont en effet montré que la fraction grossière de ces alluvions contenait essentiellement des silex (Guyader, 1962, 1968 et 1970).

Les galets de silex sont souvent patinés et en général, ils présentent un cortex blanchâtre d'altération de 0,5 à 1 cm d'épaisseur (silex auréolés de L. Dangeard, 1928). Leur usure est variable. Près des affleurements crayeux on trouve parfois des échantillons aux formes capricieuses, avec vestiges de craie dans les anfractuosités. Par contre, on récolte aussi des galets ovoïdes, à marques de chocs, provenant du démantèlement d'anciens cordons littoraux (p. 128).

b) Grès et quartzites (fig. 42).

Des galets de grès et de quartzites, aux faciès variés, provenant principalement du Cambro-Ordovicien, sont présents dans la plupart des dragages indépendamment de l'ancien réseau hydrographique. Cette répartition et l'existence de blocs exotiques disséminés sur les fonds m'ont déjà conduit à attribuer un rôle important aux apports par radeaux de glaces flottantes dans la mise en place de ces éléments (p. 131). Cela n'exclut pas l'intervention des cours d'eau, des vagues et des courants marins au cours des phases alternativement régressives et transgressives du Quaternaire.

Ces galets sont plus abondants aux abords de la Hague et à l'E de Barfleur (teneurs comprises entre 60 et 80 % dans la fraction supérieure à 2 cm). Exceptionnellement, ces éléments très résistants aux agents de l'érosion peuvent alors être mis en relation avec la nature géologique du substratum rocheux :

- affleurements paléozoïques au N de la Hague et du Raz Blanchart :
fig. 9,
- affleurements triasiques à l'E du Massif de Barfleur : fig. 13 (dans ces terrains, les Couches d'Eroudeville sont en effet riches en

cailloutis d'origine paléozoïque (p. 47).

c) Quartz et roches endogènes à grain fin (fig. 41).

Dans cet ensemble, les galets de quartz filonien et de granites aux faciès variés sont les plus fréquents. On trouve en outre des microgranites, des dolérites, des aplites et des rhyolites. Ces éléments, peu sensibles aux agents d'érosion, ont une vaste répartition mais ils sont généralement peu nombreux. Leur origine est assez difficile à définir. Ils proviennent sans doute du Cotentin (on notera en particulier les plus fortes proportions de quartz aux abords nord de la presqu'île) et peut être de régions plus éloignées : Iles anglo-normandes, Bretagne, Cornouaille britannique. La mise en place résulte principalement de transports fluviaux, d'apports par radeaux de glace et d'une dispersion plus ou moins importante par les vagues et les courants marins.

Dans la région, on peut considérer que l'abondance des silex autochtones ou allochtones caractérise une province pétrographique couvrant la majeure partie de la Manche centrale et s'étendant au-delà, en Manche occidentale et probablement en Manche orientale. Les marqueurs géologiques localement abondants, confèrent çà-et-là une certaine originalité à la couverture graveleuse et caillouteuse. A l'intérieur de la vaste province à silex, il est donc possible de distinguer des aires sédimentaires généralement peu étendues que je propose d'appeler districts pétrographiques (district pétrographique à phyllades sériciteux de l'Anse de Cherbourg ou district pétrographique à granites à gros grain de la partie immergée du Massif de Barfleur par exemple). Près de leurs gisements, les mauvais marqueurs géologiques permettent parfois, par leur abondance, d'isoler également des districts pétrographiques (districts à grès et quartzites du N de la Hague et de la région de Saint-Vaast-la-Hougue : fig. 42). Les apports actuels en rudites sont insignifiants (démantèlement d'anciennes coulées de solifluxion ou de pans de falaises rocheuses près du rivage), il en fut sans doute de même au cours des derniers millénaires et, pour l'essentiel, le matériel grossier tire son origine de l'histoire pléistocène. Des remaniements sont intervenus au cours du Flandrien sous l'action des courants et des houles mais l'usure modérée à faible des constituants, la conservation de galets de roches tendres, excluent un brassage intense par les vagues. Aux différentes étapes de la

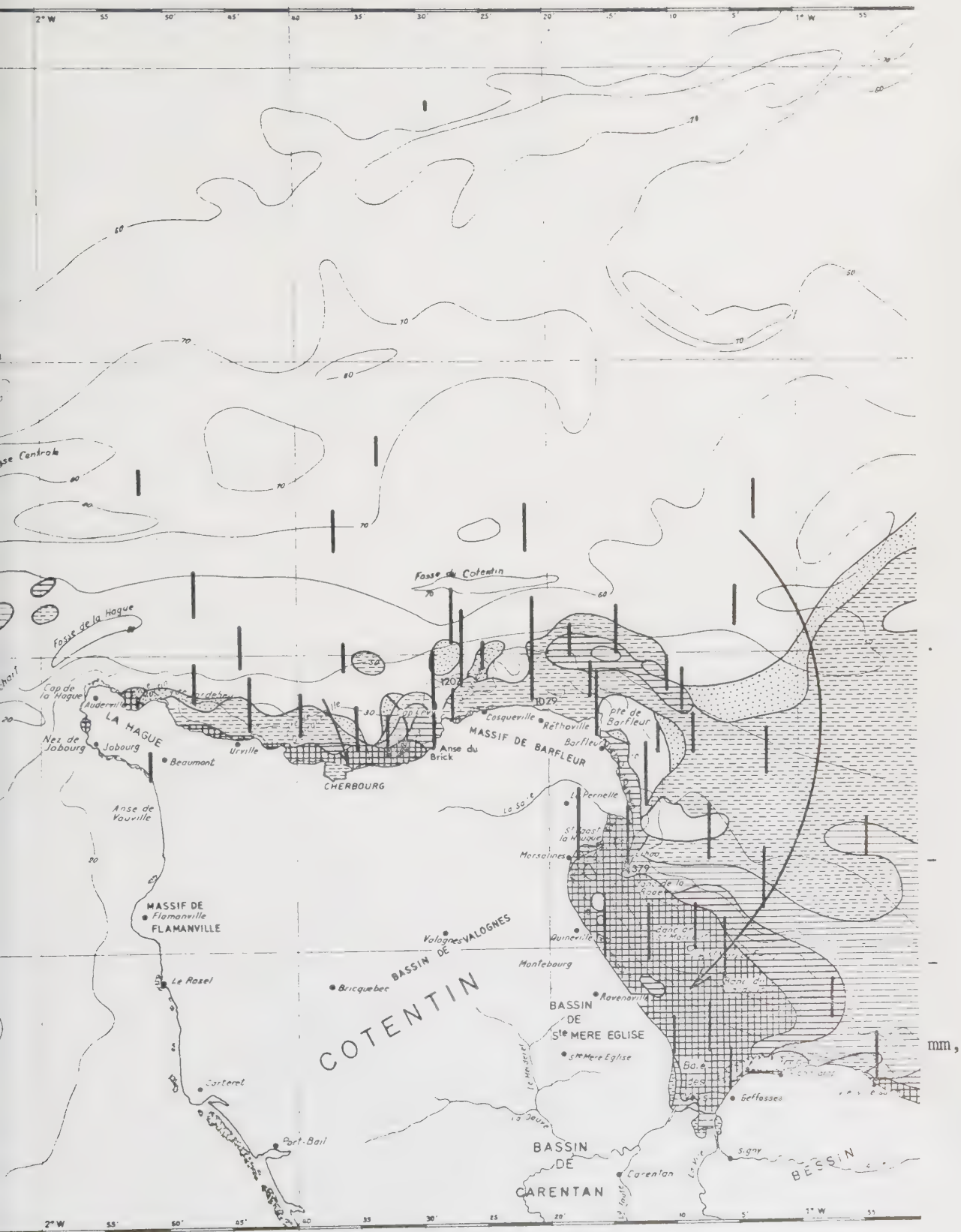
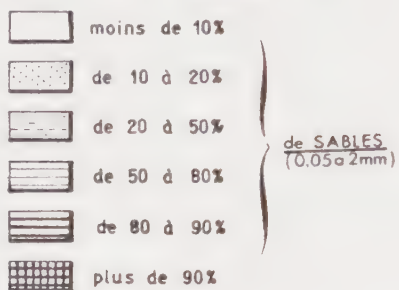


Fig.45. TENEURS EN SABLES
et
TENEURS EN FELDSPATHS



→ Gradients d'enrichissement

Teneurs en feldspaths
(% du résidu insoluble : tamis 70)

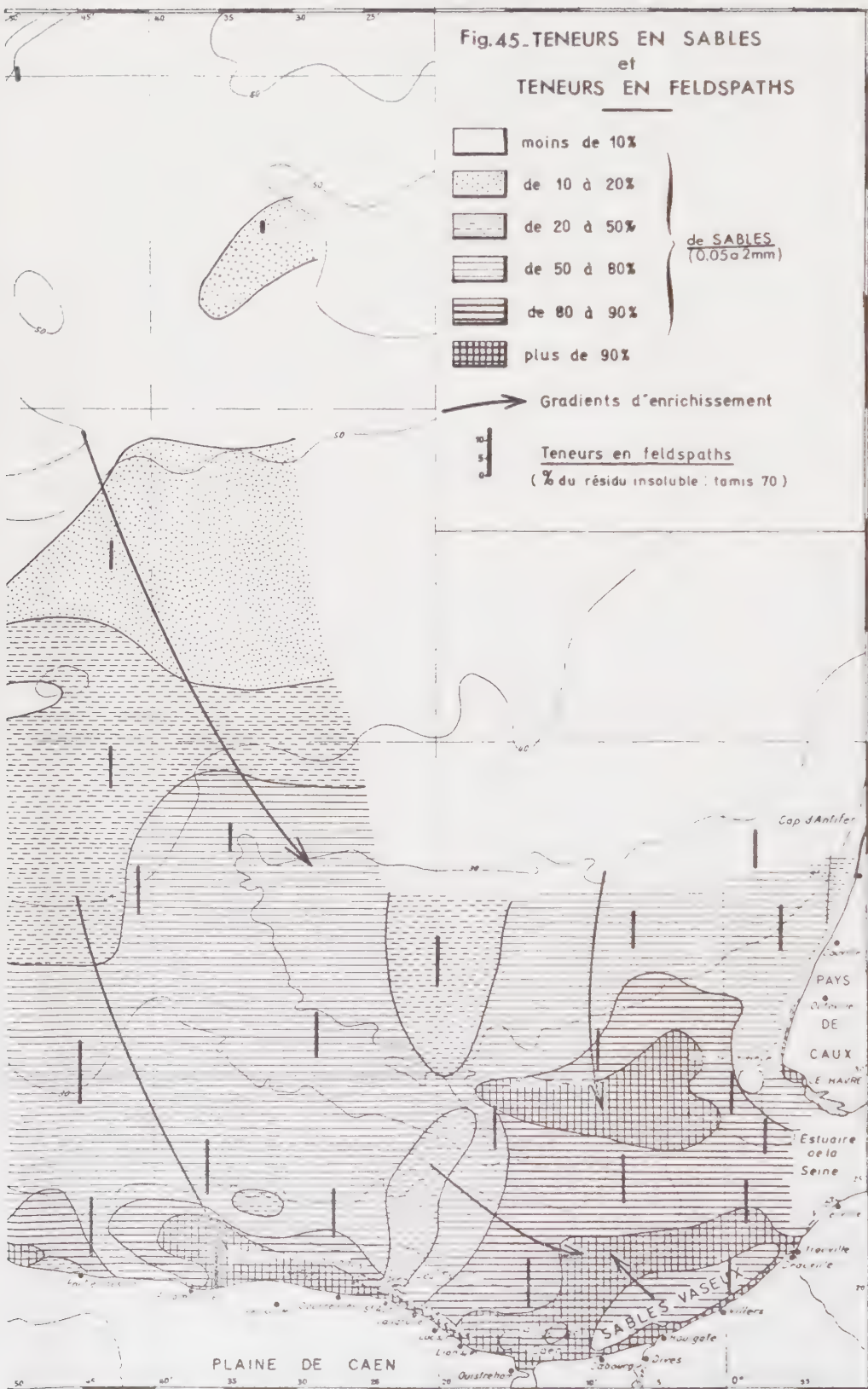
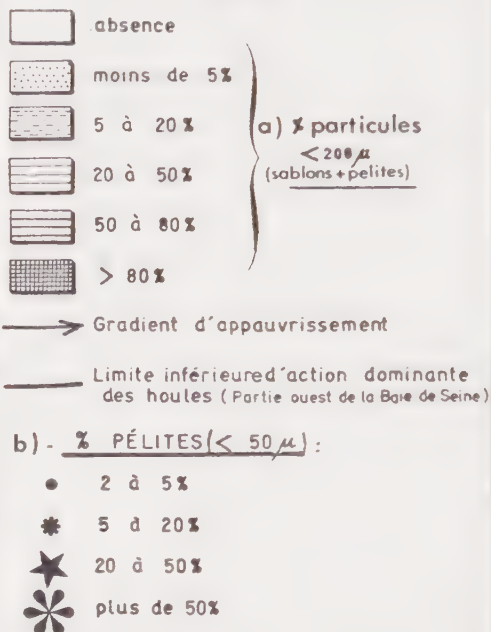




Fig.46-TENEURS en SABLONS et en PELITES



transgression flandrienne, on peut même supposer que souvent une épaisse couverture sableuse protégeait le matériel grossier des assauts des vagues. Une telle hypothèse permet de mieux expliquer l'état de fraîcheur des galets et des graviers de phyllades, de granites à gros grain, de roches calcaires variées recueillis en bordure du Cotentin.

2. LES ARENITES

21 - COMPOSITION ET REPARTITION.

Les arénites sont composées de grains dont la taille est comprise entre 2 mm et 0,065 mm. Quatre subdivisions sont adoptées : sables grossiers (de 2 à 1 mm), sables moyens (de 1 à 0,5 mm), sables fins (de 0,5 à 0,2 mm) et sablons (de 0,2 à 0,065 mm).

Les arénites se rencontrent principalement en Baie de Seine, tout particulièrement aux extrémités est et ouest, comme le montre la figure 45 qui donne la répartition de la fraction sableuse dans sa totalité (cette dernière renferme 30 à 40 % de débris organogènes dont la distribution est voisine de celle des éléments terrigènes). Les sables sont encore abondants en bordure de la côte du Calvados, dans le prolongement des dépôts de plages. Au N du Cotentin, ils ne sont présents qu'à la faveur des irrégularités du littoral, notamment dans la région de Cherbourg : Baie du Becquet et Rade de Cherbourg.

La classe des sables fins est la mieux représentée ainsi que l'indiquent les histogrammes placés sur les diagrammes des figures 43 et 44. Les sables moyens et grossiers sont peu fréquents sauf dans les dunes hydrauliques des Bancs de Barfleur (stations 344 et 354, fig. 43) et de la Hague. Les sablons sont absents de la Manche centrale et n'apparaissent en quantité notable que dans les dépôts des régions abritées du littoral où ils se mélangent généralement aux pélites pour former des sédiments vaseux (fig. 46).

La fraction terrigène des sables, dominante au-dessous de 0,5 mm, est surtout formée de quartz (fig. 43 et 44) dont l'étude morphoscopique apporte des informations sur l'histoire du matériel sédimentaire. Elle contient aussi de fins débris calcaires (fragments de fossiles, oolites) et divers minéraux en faibles proportions. Les feldspaths, la glauconie, les micas et les minéraux lourds sont particulièrement intéressants en ce qui

concerne leur répartition.

22 - MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ.

L'étude morphoscopique des grains de quartz a été réalisée sur 125 échantillons préalablement décalcifiés pour les quatre fractions granulométriques suivantes : 0,23 - 0,33 mm, 0,33 - 0,47 mm, 0,47 - 0,67 mm, 0,67 - 0,97 mm (1), c'est-à-dire sur les résidus des tamis 35, 50, 70 et 110. Pour quelques stations j'ai prolongé l'examen aux tailles supérieures et inférieures : fractions 2, 83 - 1,925 mm, 1,925 - 1,4 mm, 1,4 - 0,97 mm d'une part (tamis 14, 18 et 25) et 0,23 - 0,17 mm, 0,17 - 0,12 mm, 0,12 - 0,08 mm d'autre part (tamis 150, 200 et 280). J'ai examiné de 100 à 150 grains dans chaque fraction en distinguant les catégories suivantes :

- les non-usés (N.U.),
- les ronds mats (caractéristiques d'une usure éolienne importante,
- les sub-émoussés mats reflétant une usure par le vent moins forte (cours plus anguleux),
- les mats lustrés, grains ayant subi une usure éolienne suivie d'une érosion en milieu aquatique,
- les picotés luisants où l'aspect luisant dû à une forte usure dans l'eau s'accompagne d'un picotis résultant de l'érosion éolienne (il est souvent difficile dans ce cas de préciser l'action qui est antérieure à l'autre),
- les émoussés luisants caractéristiques d'une usure dans l'eau prolongée,
- les sub-émoussés luisants reflétant une érosion en milieu aquatique moins importante (usure aux angles seulement).

Les résultats, transformés en pourcentages, sont représentés par des diagrammes portés sur les figures 47 et 48. Etant donné l'homogénéité des spectres obtenus en Baie de Seine, je n'ai pas figuré tous les diagrammes construits.

221 - Morphoscopie des quartz fins et moyens (0,23 - 0,97 mm).

Le stock quartzeux de la Manche porte les traces d'une longue histoire, la plupart des grains sont usés. Les résultats obtenus en Baie de Seine peuvent se résumer comme suit :

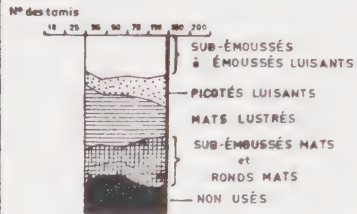
- les grains non-usés représentent de 5 à 30 % du total des grains, l'augmentation des teneurs aux faibles dimensions apparaît mal, une tendance inverse se s'observe même parfois,
- les grains mats (sub-émoussés à ronds) et les grains luisants (sub-émoussés à ovoïdes) typiques, constituent de 5 à 30 % du stock quartzeux, les

(1) Les valeurs annoncées représentent les dimensions des mailles carrées de tamis successifs multipliées par 1,3 afin d'être aussi proches que possible de la taille réelle des grains retenus par les différents cribles (Rafner, 1960; Hommeril, 1967).

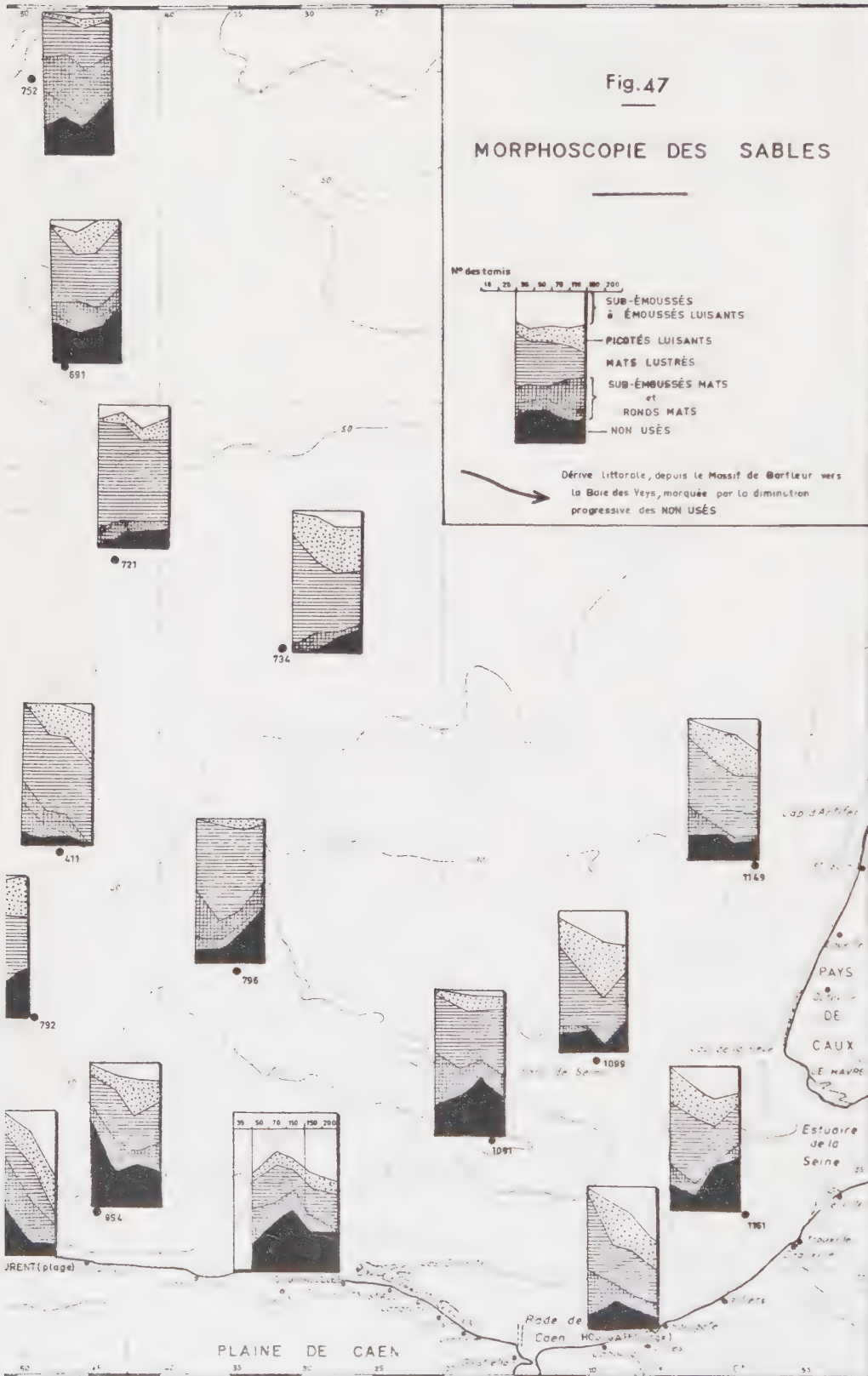


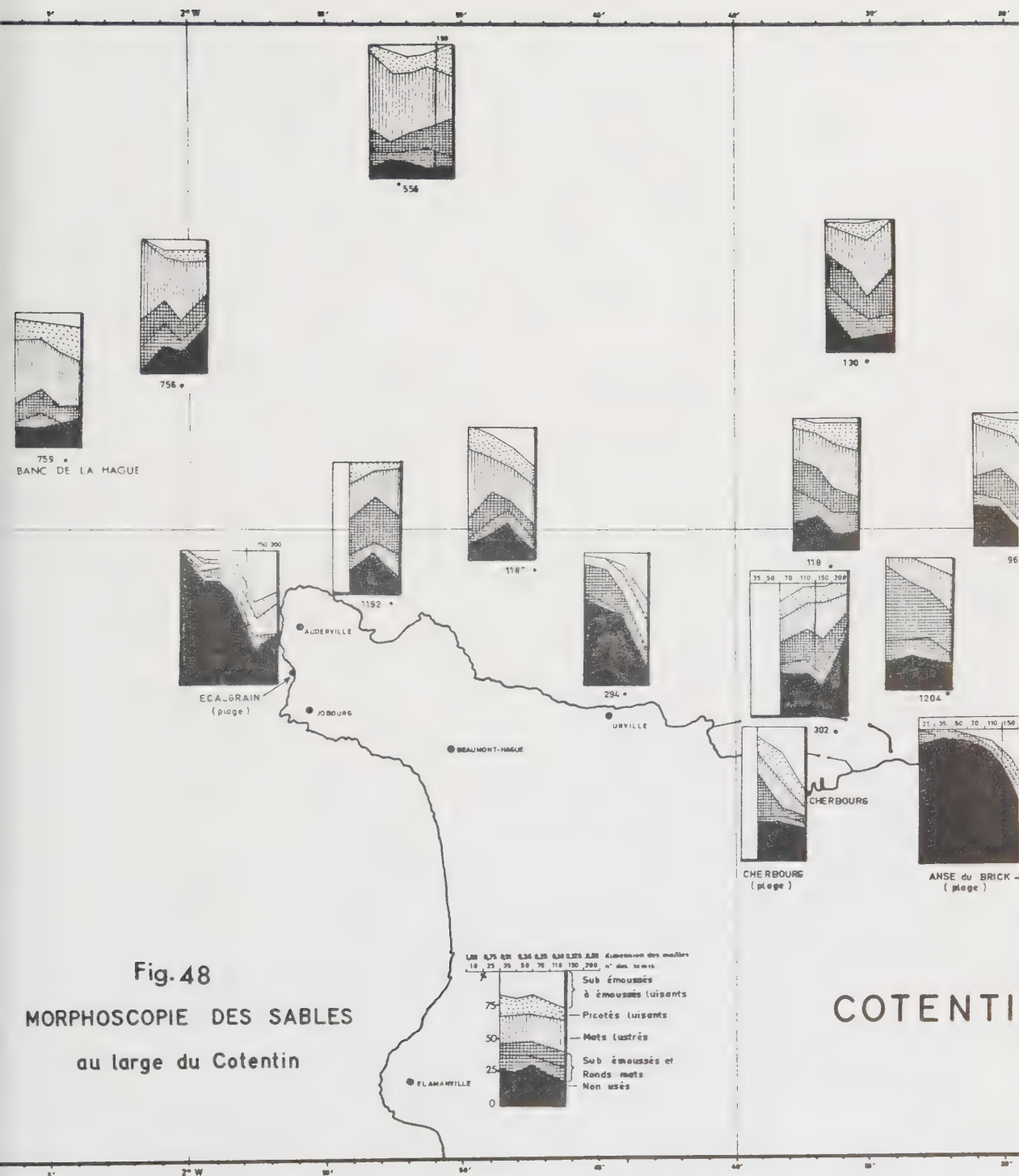
Fig.47

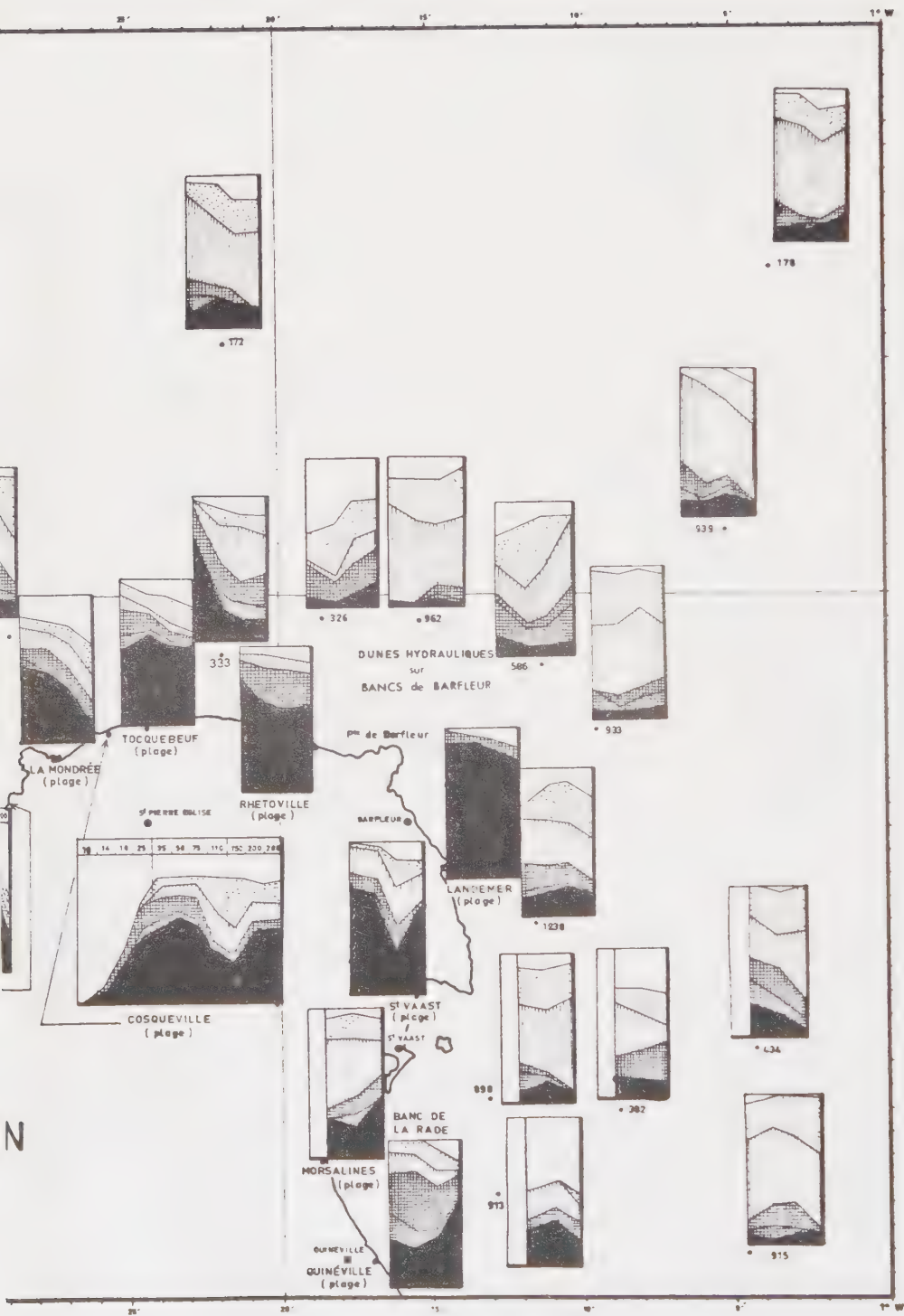
MORPHOSCOPIE DES SABLES



Dérive littorale, depuis le Massif de Barfleur vers la Baie des Veys, marquée par la diminution progressive des NON USÉS







premiers sont plus nombreux au-dessus de 0,5 mm et les seconds au-dessous de cette taille,

- il existe toujours une forte proportion (30 à 60 %) de quartz mats lustrés, parfois luisants (picotés luisants),

- les pourcentages les plus élevés en grains luisants (picotés luisants y compris) se trouvent sur les bancs sableux : Banc de Seine (station 1 099), Banc du Cardonnet (station 892) et Banc de la Rade (station 913).

Les résultats obtenus en Manche centrale sont comparables, à l'exception de la bande côtière du Nord-Cotentin (fig. 48). On relève en effet, dans cette zone, de très forts pourcentages en non-usés (de 50 à 90 %) comme P. Hommeril (1967) l'avait déjà constaté sur le littoral barfleurais. Vers le large, l'abondance des grains luisants dans les dunes hydrauliques des Bancs sableux de Barfleur est à souligner (stations 326, 586, 933 et 962).

Interprétation et remarques générales.

L'usure marquée des sables de la Baie de Seine et de la Manche centrale résulte principalement des actions éoliennes s'exerçant pendant les régressions : abondance de grains mats ou dérivés de ces derniers (mats lustrés ou luisants). Expérimentalement, H. Schneider (1963) a montré que le transport à sec use davantage que le transport dans l'eau. C'est en effet la masse spécifique apparente des grains qui est déterminante, c'est-à-dire la masse spécifique du grain diminuée de celle du milieu ambiant. La masse spécifique apparente est plus faible dans l'eau que dans l'air.

De nombreuses observations faites en nature montrent que les sables fins ou moyens s'émousent lentement sous l'action mécanique de l'eau. Par exemple, les sables du Mississippi étudiés sur près de 1 200 milles ne présentent pratiquement pas d'usure (Russel, 1937) et, dans les torrents de toutes les montagnes, les grains de quartz sont non usés (Cailleux et Tricart, 1959). Le niveau marin s'étant peu modifié pendant les derniers millénaires (fig. 35), les résultats acquis sur les plages normandes corroborent ces observations en indiquant un façonnement par les vagues très lent :

- en Baie de Seine, les diagrammes relevés dans la zone intertidale diffèrent peu de ceux établis plus au large,

- au N du Cotentin, les sables littoraux récemment alimentés en matériel "frais" par remaniement d'arènes ou de coulées de solifluxion renferment de très fortes proportions de quartz non usés, indépendamment de l'orientation

de la côte. Les résultats obtenus à Ecalgrain (côte ouest), dans l'Anse du Brick (côte nord) et à Landemer (côte est) sont en effet comparables. Entre le Cap Lévy et la Pointe de Barfleur, les teneurs un peu plus faibles en quartz non usés peuvent probablement s'expliquer par les moindres quantités de quartz disponibles aux dimensions considérées, un granite à gros grain affleurant dans ce secteur (p. 37).

En résumé, je pense que l'usure des grains compris entre 0,2 et 1 mm environ est principalement due au vent. La mer est surtout intervenue pour polir. Partant d'un aspect mat, les quartz sont devenus lustrés, p^{er} cotés luisants et peut-être même parfaitement luisants dans le cas d'une forte turbulence du milieu : dunes hydrauliques des Bancs de Barfleur par exemple (fig. 48). Etant donné que les grains luisants sont généralement plus abondants aux petites dimensions qu'aux grandes, on peut penser que l'éolisation a été moins marquée pour les petits quartz, principalement au-dessous de 0,5

Remarque :

Les sables de la Manche portent les marques bien distinctes de la dernière régression et de la transgression flandrienne, mais, pour partie leur façonnement peut être plus ancien : héritage de l'histoire quaternaire préwürmienne, voire même de périodes antérieures par remaniement de formations sableuses d'âge secondaire ou tertiaire. Ce façonnement ancien s'est trouvé masqué par les actions érosives plus récentes.

Sur la côte orientale du Cotentin, l'influence du matériel frais, non usé, s'exerce hors des limites du Massif granitique de Barfleur, jusqu'aux environs de Quinéville (plage des Gougins : fig. 47 et 48). Près du rivage, le stock quartzueux ancien de la Baie de Seine se trouve en effet com-
miné par le cheminement progressif des sédiments du Nord au Sud, parallèle-
ment à la côte, sous l'action des houles dominantes de secteur nord à nord-est.

Par contre, les transports perpendiculaires au rivage sont très
faibles. De la Hague à Saint-Vaast-la-Hougue, les sables à quartz non usés occupent une étroite bande côtière, on passe sans transition aux sables anciens du large en majorité émoussés (comparer par exemple, au S de Barfleur, les résultats obtenus sur la plage de Landemer et ceux de la station 1 238 située à 3 km de la côte).

222 - Morphoscopie des sables grossiers.

Les teneurs en non usés diminuent au fur et à mesure que la
taille des grains augmente et, au-dessus de 2 mm, tout le matériel présente

des traces d'usure, les grains devenant même très émoussés, de forme ovoïde. Ce résultat s'observe sur toutes les plages, y compris sur celles qui ont été récemment alimentées en sables grossiers et en granules (plage de Cosqueville, par exemple, sur la côte nord du Cotentin : fig. 48). Le façonnement par les vagues est donc d'autant plus rapide et plus accentué que la taille des grains est élevée.

223 - Morphoscopie des sablons.

Les résultats obtenus dans la classe des sablons, entre 0,1 et 0,23 mm, sont originaux car on ne relève généralement pas d'augmentation des non-usés quand la dimension des grains diminue. Au contraire, sur les plages de la côte nord du Cotentin (Cosqueville, Anse du Brick, Ecalgrain : fig. 48) les quartz non usés sont moins abondants qu'aux tailles supérieures. A Courseulles (fig. 47) et à l'extrémité de la Fosse centrale (station 556 : fig. 48), le rapport $\frac{\text{quartz usés}}{\text{quartz non usés}}$, compris entre 1,2 et 4, ne varie guère avec la taille.

Sachant que l'usure ancienne se lit principalement sur les petits grains (Cailleux et Tricart, 1959), les résultats obtenus montrent combien le stock quartzeux de la Baie de Seine et de la Manche centrale est évolué et résulte d'une longue histoire.

Sur les plages du Nord-Cotentin, la diminution des teneurs en non-usés dans les sablons peut s'expliquer par des apports relativement plus faibles en matériel frais à ces dimensions.

Dans son ensemble, le stock quartzeux de la Manche est ancien. Il porte les marques d'une forte usure éolienne qui s'atténue avec la diminution de la taille des grains. Par remaniement par la mer, les sables éolisés ont acquis un aspect luisant d'autant plus accentué que le milieu est plus turbulent. Au N du Cotentin, ce matériel est contaminé par des apports récents dont l'influence se limite à une étroite bande côtière et dont le volume, par classe granulométrique, varie selon les lieux en fonction de la dimension des éléments remaniés. La vitesse d'érosion par les vagues est d'autant plus élevée que les grains sont gros. Pour les sables fins, cette vitesse est faible puisque sur la côte nord du Cotentin les quartz brassés depuis plusieurs millénaires sont encore "non usés". Ces différents résultats donnent un aperçu

des difficultés que l'on peut rencontrer pour reconstituer les paléogéographies. A ce sujet, je souligne l'intérêt d'examiner les petits grains (de 0,1 à 0,3 mm environ) dont l'usure correspond à des actions érosives de longue durée.

23 - REPARTITION DES FELDSPATHS.

Dans la région, P. Hommeril (1967a) et G. Fily (1967) ont montré que la fréquence des feldspaths est maximum entre 0,32 mm et 0,7 mm. Les comptages ont donc été effectués dans cette tranche granulométrique, plus précisément entre 0,33 et 0,47 mm (tamis 70) après décalcification du résidu de tamisage.

La méthode colorimétrique utilisée est celle de J. Hayes et M. Klugman (1958). Elle permet la détermination des feldspaths potassiques et des feldspaths plagioclases sur la même lame, c'est pourquoi elle a été préférée à celle de A. Cailleux et J. Tricart (1959) qui nécessite deux lames. Les grains sont collés sur une lame de verre, puis soumis à des vapeurs d'acide fluorhydrique. Dans un premier temps, la préparation est plongée dans une solution de cobaltinitrite de sodium qui colore les feldspaths potassiques en jaune (les muscovites également colorées sont aisément discernables par leur forme). Le pourcentage des feldspaths potassiques par rapport aux autres grains est déterminé par comptage de 300 grains environ. Dans un second temps, l'utilisation d'une solution d'éosine assure la coloration des plagioclases en rose. Il est alors possible de déterminer la teneur globale de la lame en feldspaths et d'établir, par différence, la proportion de feldspaths plagioclases. En comptant 300 grains, la marge d'erreur est de l'ordre de 5 % d'après J. Hayes et M. Klugman.

Les analyses ont porté sur 75 échantillons régulièrement répartis. Les résultats peuvent se résumer comme suit (fig. 45) :

- la fraction sableuse des cailloutis de la Manche centrale est pauvre en feldspaths (de 2 à 8 % aux tailles considérées),
- les sables les plus riches se trouvent dans la région de Barfleur, en particulier au N du Massif granitique où les teneurs dépassent 25 % (station 1 029 et 1 207 par exemple). De l'Anse du Brick à Saint-Vaast-la-Hougue, les sables de plages sont également riches en feldspaths grâce au remaniement d'arènes fraîches (Hommeril, 1967),
- les teneurs relevées en Baie de Seine sont souvent de l'ordre de 10 à 15 % mais elles sont plus fortes dans la partie occidentale (20 % en moyenne). Un gradient d'appauvrissement dirigé de la côte vers le large est mis en évidence, en particulier au voisinage du méridien d'Arromanches. Un gradient d'orientation identique apparaît également au N du Cotentin.

Ces gradients indiquent nettement l'origine méridionale et plus précisément armoricaine des feldspaths. Ils proviennent, d'une part du



Fig. 49.

RÉPARTITION de la GLAUCONIE dans les
SÉDIMENTS ACTUELS (analyse de la fraction
décalcifiée des échantillons les plus riches :
tamis 150, exceptionnellement 110)

■ < 1%

★ de 1 à 2%

⊙ de 2 à 4%

✱ > 4%

✱ Analyse complète

▽ Mode sur le tamis 110

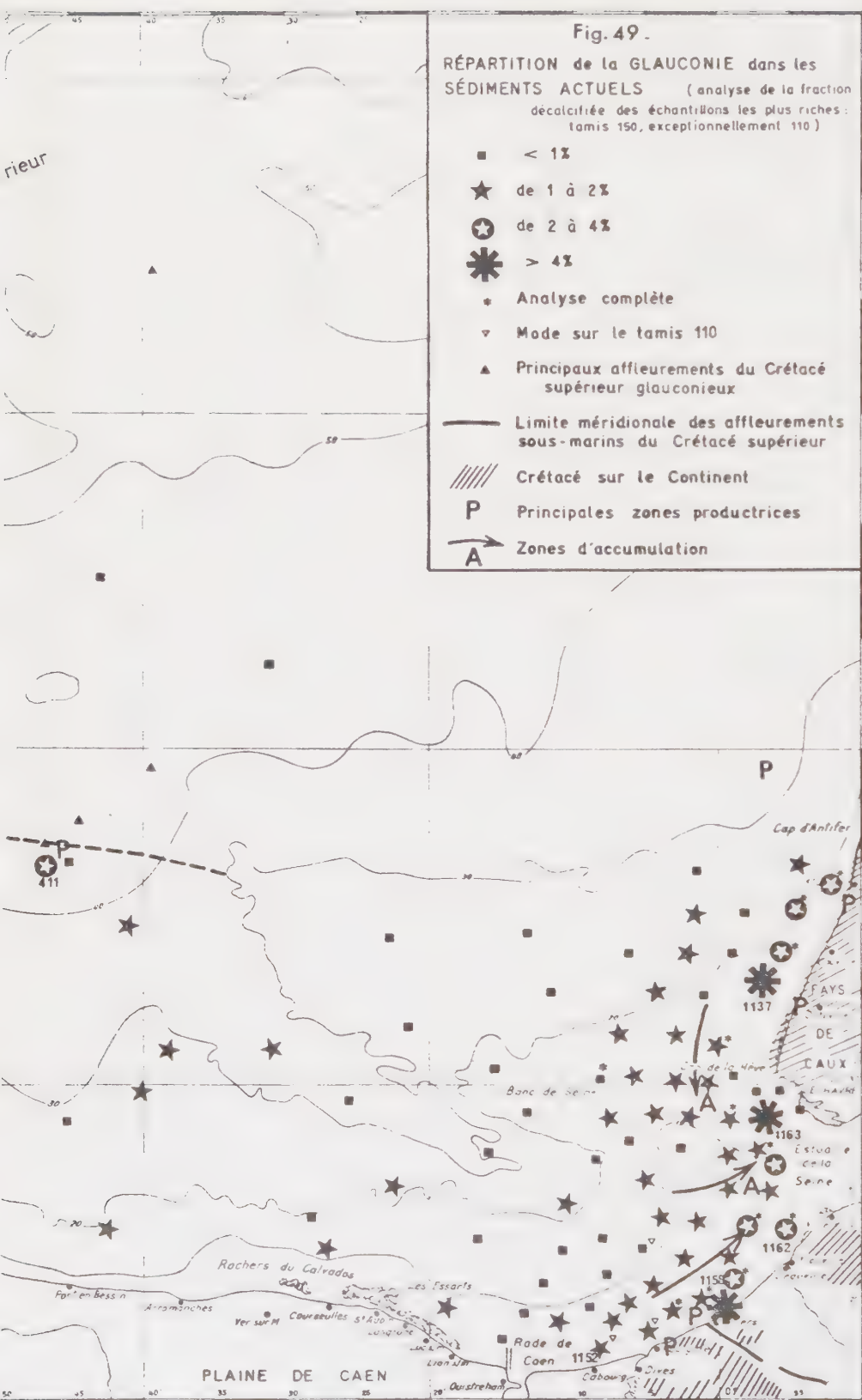
▲ Principaux affleurements du Crétacé
supérieur glauconieux

— Limite méridionale des affleurements
sous-marins du Crétacé supérieur

//// Crétacé sur le Continent

P Principales zones productrices

→ Zones d'accumulation



remaniement d'alluvions fluviatiles anciennes mises en place lors des périodes régressives du Quaternaire, d'autre part du démantèlement par la mer de divers produits d'arénisation (côte nord du Cotentin et tout spécialement région granitique de Barfleur).

En Baie de Seine, à l'E du méridien de Grandcamp, les proportions de feldspaths potassiques et de feldspaths plagioclases sont voisines. Comme ces derniers sont plus altérables que les feldspaths potassiques (Gabis, 1965), cela implique une assez forte alimentation du bassin en plagioclases au Quaternaire, voire au Tertiaire (apports par les cours d'eau).

Par contre, sur la partie immergée du Massif de Barfleur, les feldspaths potassiques sont deux à trois fois plus nombreux que les feldspaths plagioclases ce qui corrobore les résultats obtenus par P. Hommeril (1967) sur les plages adjacentes. Le Massif granitique exerce une influence sur la composition des sables bordant la côte orientale du Cotentin car les potassiques sont dominants et les feldspaths relativement plus nombreux qu'ailleurs en Baie de Seine. Ce caractère résulte d'une alimentation longitudinale par dérive littorale, dirigée du Nord-Ouest au Sud-Est. Cette dérive se manifeste sans doute depuis plusieurs millénaires, à un niveau de plus en plus élevé en fonction des progrès de la transgression flandrienne (fig. 35).

24 - REPARTITION DE LA GLAUCONIE.

Les teneurs en glauconie ont été déterminées sur résidus décalficiés de tamisages après comptage de 1 000 grains de sable. Dans la région, l'analyse complète de cinq échantillons a montré que la classe granulométrique 0,16 - 0,25 mm (refus du tamis 150) est presque toujours la plus riche (Larsonneur et Hommeril, 1967 et fig. 49 B). Aux autres stations, les comptages ont donc été effectués sur cette seule tranche granulométrique; 135 échantillons ont ainsi été étudiés (fig. 49 A).

Les sables les plus riches se trouvent à l'extrémité orientale de la Baie de Seine, principalement en bordure de côte, à proximité des gisements de Crétacé glauconieux : falaises du Pays de Caux entre Le Havre et le Cap d'Antifer, côte du Calvados dans la région de Villers-sur-Mer. Des résultats analogues montrant l'origine détritique de la glauconie ont été obtenus sur les plages : très faibles pourcentages à l'W de Cabourg (Auzel, 1959; Hommeril, 1958; Fily, 1967) passant à des teneurs nettement plus élevées à l'E de l'embouchure de la Dives (Billy, 1964; Germain, 1970). Les valeurs moyennes indiquées par C. Billy sont les suivantes : Houlgate : 2 %, Villers : 5 à 15 %, de Bénerville à Villerville : de 3 à 8 %, Sainte-Adresse : 15 %,

Octeville-Cauville : de 20 à 25 %, Saint Jouin : 35 %.

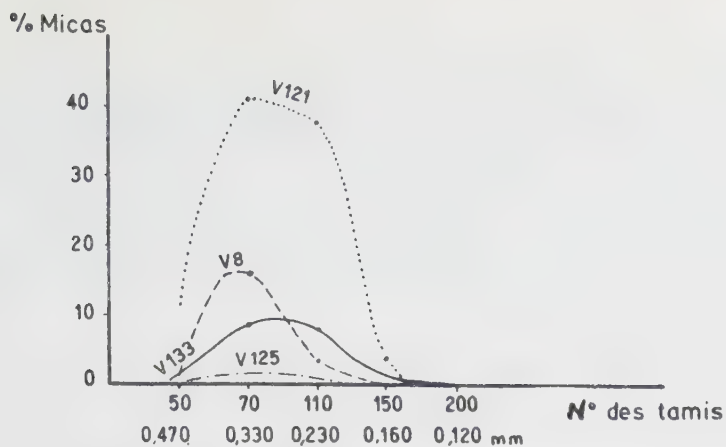
Pour l'ensemble de la Baie de Seine, les grains de glauconie sont généralement présents dans les sables fins, mais en faibles proportions à l'exception de zones très limitées où affleurent les assises glauconieuses du Crétacé supérieur qui se caractérisent par des concentrations plus fortes stations 322, 411, 939 par exemple, au large de Barfleur. A partir de ces gisements sous-marins, la dispersion par les courants actuels est très faible. En conséquence, la distribution assez homogène de la glauconie sur de vastes surfaces ne peut résulter que d'une longue histoire de la masse sédimentaire d'origine terrigène. Dans la zone intertidale, la dispersion des apports récents est plus importante en raison de l'action des houles qui s'exercent depuis plusieurs millénaires sur une étroite bande côtière.

25 - REPARTITION DES MICAS.

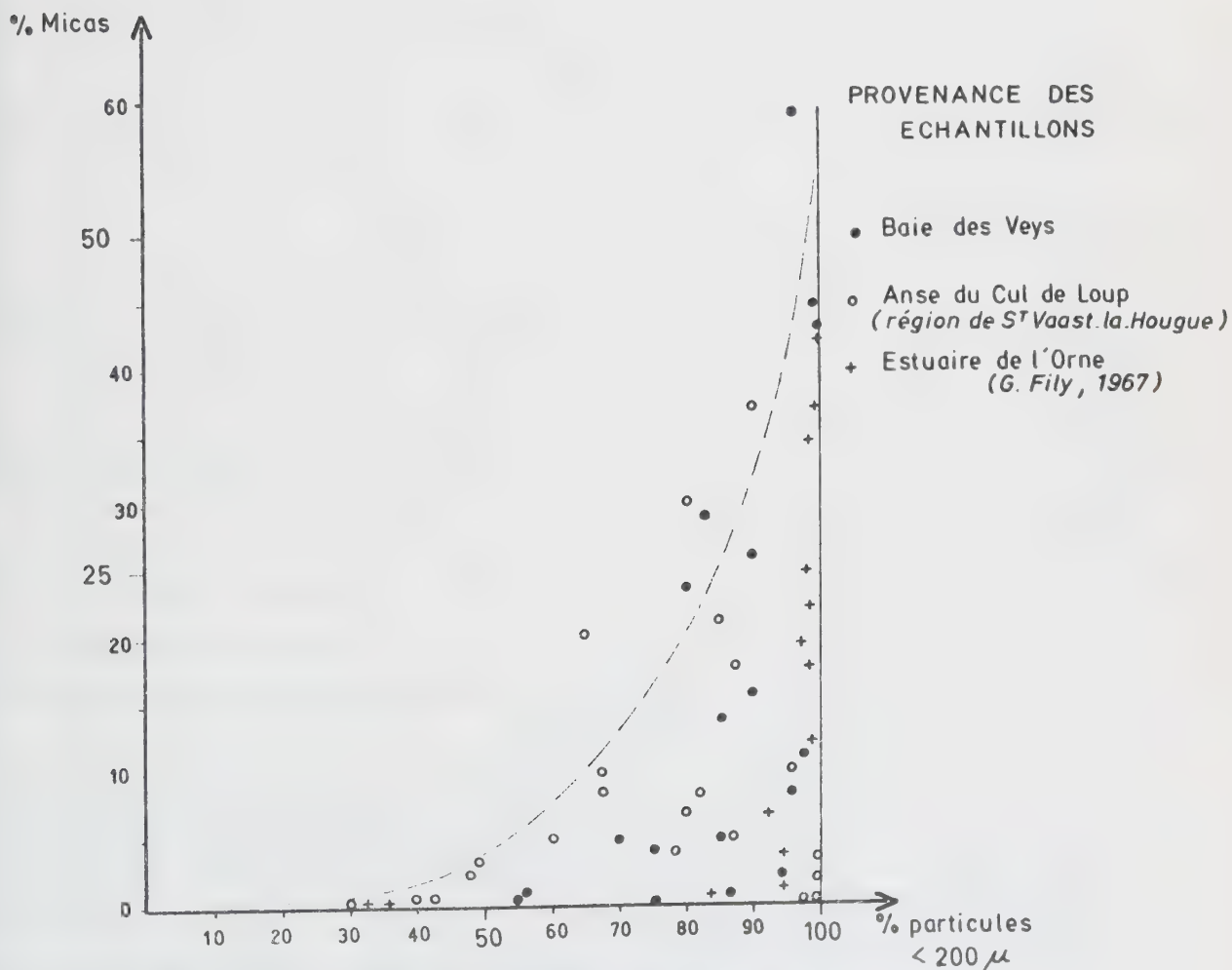
L'étude de la répartition granulométrique des micas montre qu'ils sont particulièrement abondants entre 0,33 et 0,47 mm, c'est-à-dire sur le tamis 70 (fig. 50 A et G. Fily, 1967). J'ai donc opéré sur cette fraction dimensionnelle après l'avoir décalcifiée. Les résultats obtenus par comptage de 300 à 500 grains de sable n'apportent que des indications relatives difficilement comparables aux proportions des autres espèces minérales étant donné la facilité avec laquelle les lamelles micacées se clivent. Le rapport muscovite biotite covite étant éminemment variable, j'ai considéré l'ensemble biotite + muscovite.

Les micas sont généralement absents des sables de plages et de tous les dépôts plus grossiers. Ils apparaissent dans les zones abritées, favorables à la décantation des suspensions (baies, anses, estuaires), en raison de la forme lamellaire de ces particules qui entraîne des conditions de dépôt spécifiques. Expérimentalement, L. Berthois (1962) a montré combien leur vitesse de chute en eau calme est différente de celle des grains assimilables à des sphères.

Pour préciser les rapports entre la nature fine des sédiments et leur teneur en micas, j'ai porté graphiquement les pourcentages relevés sur le tamis 70 (0,33 - 0,47 mm) en fonction des teneurs en particules inférieures à 0,2 mm dont la répartition est représentée sur la figure 46. Les résultats obtenus par G. Fily dans l'Estuaire de l'Orne ont été joints aux miens acquis sur des échantillons de la Baie des Veys et de l'Anse du Cul de



A . RÉPARTITION GRANULOMÉTRIQUE des MICAS pour quelques échantillons de la BAIE des VEYS



B . Les MICAS (BIOTITE + MUSCOVITE) dans les SÉDIMENTS FINS

Fig.50 - Relation entre le pourcentage de particules fines (<200 μ) et la teneur en micas de la fraction décalcifiée du tamis 70 (230-330 μ)

Loup située au S de Saint-Vaast-la-Hougue (fig. 50 B). D'après ce graphique, seuls les dépôts renfermant plus de 30 % de particules inférieures à 0,2 mm contiennent des micas et ces minéraux ne sont abondants que pour des teneurs en particules fines supérieures à 60 %. Ils caractérisent donc les sablons et les sédiments vaseux dans les régions où l'environnement géologique assure leur présence dans les suspensions.

Exceptionnellement, à l'E du Cotentin, sur la côte granitique, les micas existent localement dans les sables de plages (Hommeril, 1967). Ce caractère particulier correspond à la présence d'enclaves hypermicacées dans le granite.

26 - Répartition des minéraux lourds (1).

La plupart des travaux antérieurs ont été consacrés aux sables de plages (Lafon, 1953; Voisin, 1959; Billy, 1964). Toutefois, J. Baak (1936) puis L. Berthois et J. Furnestin (1938) ont étudié quelques échantillons sous-marins de la région en s'attachant à un examen à grande échelle des compositions minéralogiques de quelques sédiments dragués depuis la Mer du Nord jusqu'à la Manche occidentale, voire la Mer d'Irlande.

Pour J. Baak, les sables de la Manche, caractérisés par l'association grenat, épidote et hornblende, sont d'origine nordique. Ils auraient été déposés par le Rhin lors de la régression rissienne. Cette hypothèse a été mise en doute par L. Berthois et J. Furnestin qui considèrent qu'une telle association minéralogique peut provenir des massifs cristallins de Bretagne ou des Iles Britanniques. Une autre explication a été proposée par B. Brajnikov (1947) dans le cadre de ses recherches sur l'origine des alluvions dans l'Estuaire de la Seine. L'auteur considère que l'alluvionnement de la Seine fut considérable dans le passé, notamment à l'époque où ce fleuve recevait la Loire supérieure. Il accorde par conséquent une grande importance à un delta séquano-ligérien d'âge miocène.

Les analyses ont porté sur 85 échantillons (2) provenant pour la plupart du domaine sous-marin, quelques-uns ayant été recueillis dans la zone intertidale. Pour les dépôts sablo-vaseux, sableux et sablo-graveleux, les analyses ont été réalisées sur une prise initiale de 100 à 250 gr, après lavage sur un tamis de 50 microns et décalcification. Dans le cas des dépôts

(1) Je donne ici les principaux résultats d'une étude publiée en collaboration avec P. Giresse (Giresse et Larsonneur, 1970).

(2) Une trentaine d'analyses ont été réalisées par Mademoiselle Bazire du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen.

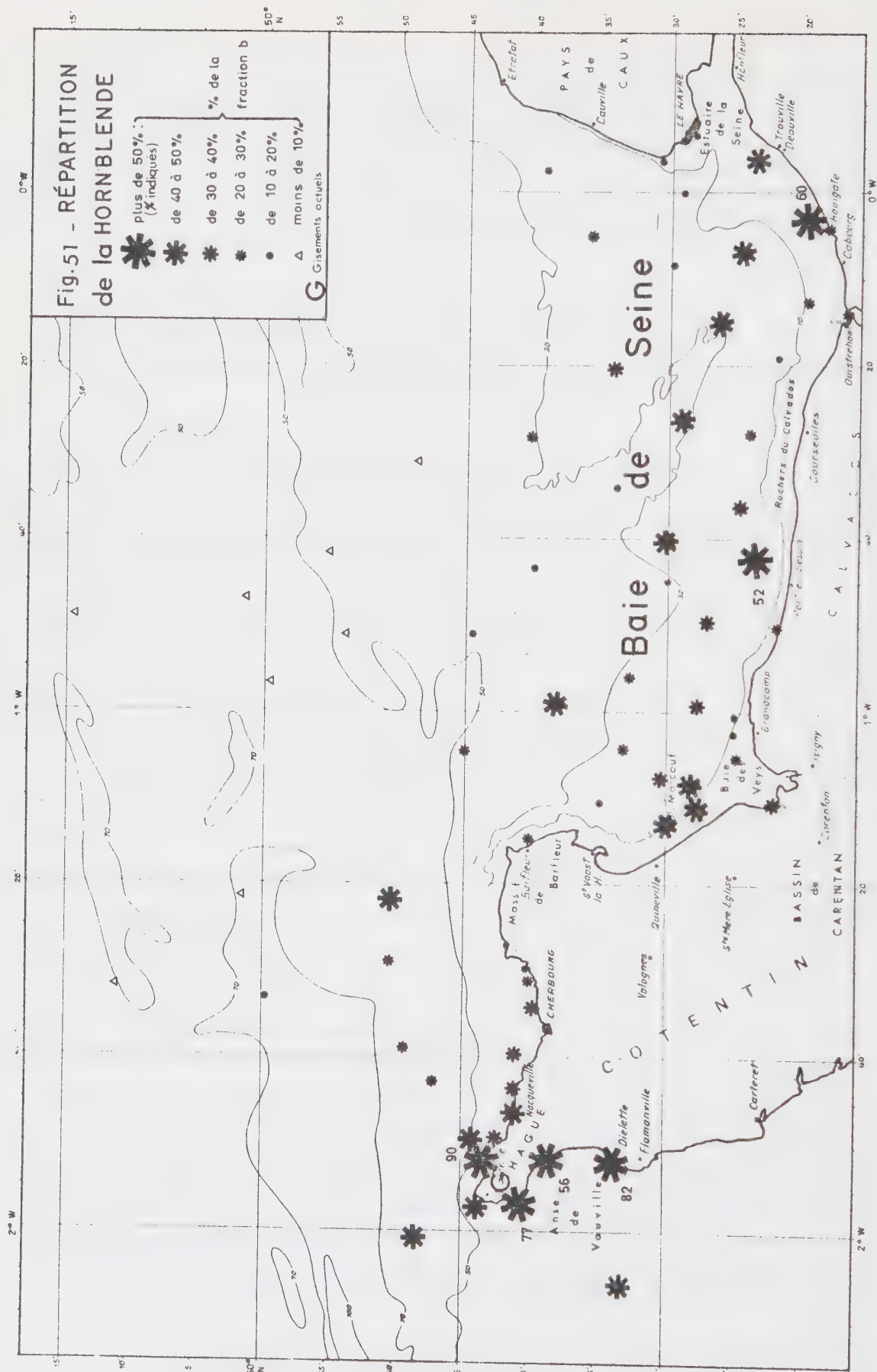
grossiers de la Manche centrale, il a été possible, parfois, de séparer une fraction sableuse d'une dizaine de grammes à partir de plusieurs kilogrammes de matériel. Les comptages ont été effectués sur les fractions b (0,16 à 0,5 mm) et c (sablons inférieurs à 0,16 mm) du sable décalcifié afin de contrôler les variations du cortège avec la granulométrie. Quelques résultats ont été empruntés à J. Germaneau (1968 a) qui a récemment repris l'étude minéralogique des sables de l'Estuaire de la Seine. En outre, les minéraux lourds des sables de la Manche occidentale ont été dernièrement étudiés par S. Duplaix et G. Boillot (1968).

261 - Répartition et origine des minéraux verts.

a) La Hornblende (fig. 51).

La Hornblende est l'un des minéraux cardinaux des cortèges étudiés, surtout en fraction b. Elle est particulièrement abondante dans les sables de plages du NW du Cotentin, entre Diélette et Nacqueville (remaniement local des produits de l'arénisation des roches endogènes ou métamorphiques de la Hague). Par contre, au NE du Cotentin, la rareté de l'amphibole dans le granite de Barfleur se traduit par de faibles teneurs dans les sables littoraux.

Pour l'ensemble du bassin, la distribution actuelle de la hornblende est liée aux conditions hydrodynamiques. En fonction de ses qualités de flottabilité, ce minéral se concentre dans les zones les plus calmes, à sédimentation fine : Baie des Veys, parties ouest et sud-est de la Baie de Seine, région située au large de Port-en-Bessin à l'abri des Rochers du Calvados (comparer à ce sujet la figure 51 à la figure 46 qui donne la répartition des sablons et des pélites). Par contre, la hornblende est peu abondante dans la fraction sableuse des cailloutis de la Manche centrale balayés par de violents courants. Les teneurs assez fortes relevées en Baie de Seine peuvent donc s'interpréter par une migration de ces particules d'Ouest en Est sous l'action des courants de flot dominants. Ces mouvements ne sont probablement pas caractéristiques de l'époque actuelle, ni même du Flandrien, ils ont dû s'exercer pendant les périodes de haut niveau marin antérieures du Quaternaire, en particulier au Normannien. Toutefois, il serait trop schématique d'admettre que toutes les hornblendes de la Baie de Seine proviennent de l'Ouest. Il faut également attribuer une part des apports aux rivières de la région dont le débit solide fut important à certaines époques du Pléistocène.



b) L'Epidote.

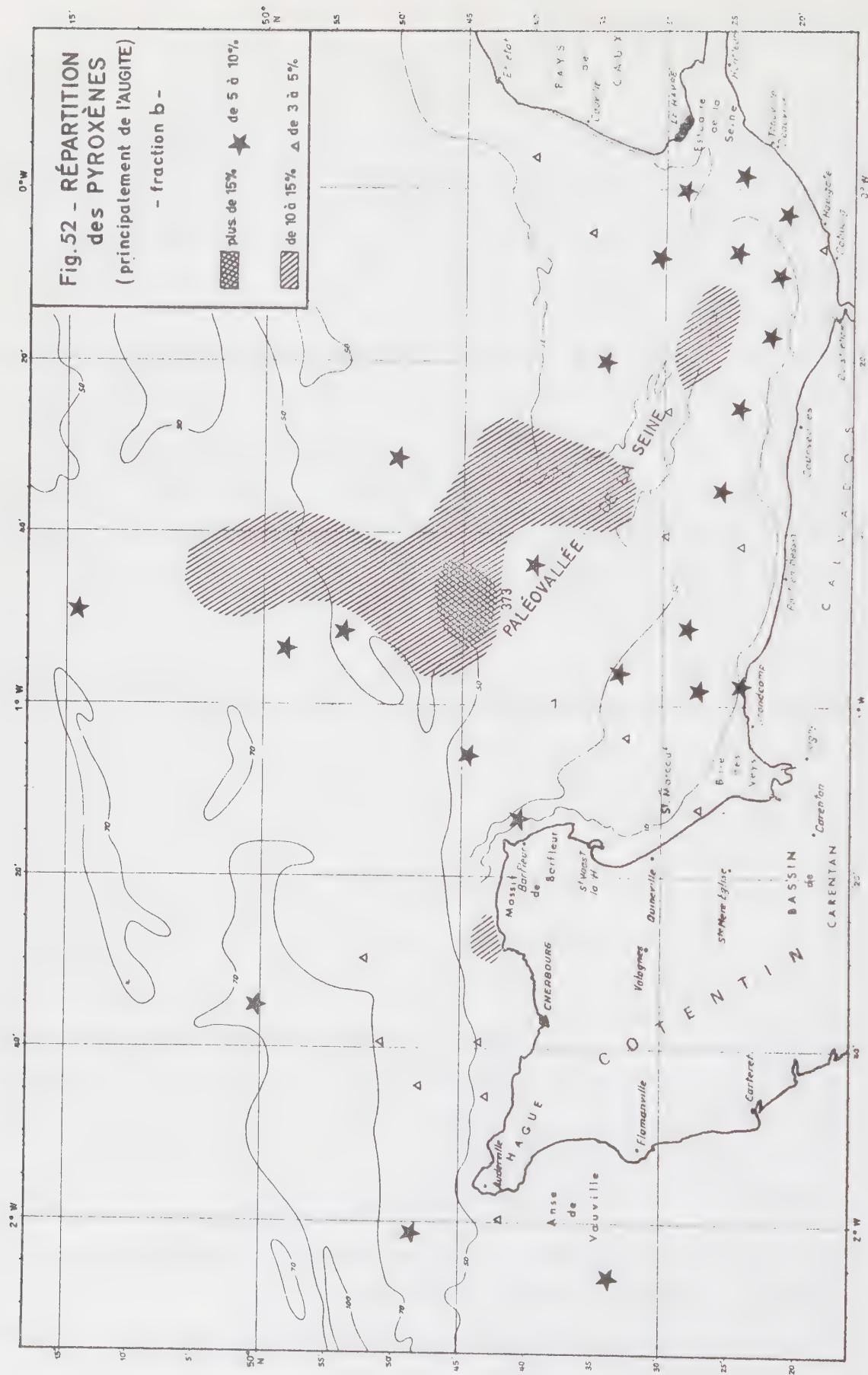
L'Epidote est plus abondante dans la fraction c que dans la fraction b et, dans l'ensemble, sa répartition est plus homogène que celle de la hornblende. Cependant, on retrouve de fortes concentrations sur le littoral de la Hague car ce minéral est fréquent dans les roches de la région. En Manche centrale et en Baie de Seine, les teneurs sont généralement comprises entre 10 et 25 % en fraction c.

Cette espèce minérale est moins altérable que la hornblende. Elle peut provenir du Massif armoricain, mais également du Massif Central par l'intermédiaire de la Seine ancienne, ou encore des régions nordiques. A ce sujet, il n'est pas nécessaire d'imaginer des apports par le Rhin au Quaternaire. L'épidote, associée au grenat et à la hornblende constitue un cortège d'origine nordique qui caractérise certaines formations sableuses de l'Eocène du Bassin de Paris, notamment celles du Thanétien (Pomerol, 1967 et 1968; Blondeau, Cavelier, Mégny et Pomerol, 1968). On peut donc envisager une alimentation des sables de la Manche par remaniement au Quaternaire, voire au Néogène, de ces formations meubles, d'autant plus qu'elles se prolongent vraisemblablement sous la mer, en Manche orientale, avec les mêmes caractères. La présence en Manche, de sables à hornblende, épidote et grenat n'apporte donc pas, comme le croyait J. Baak (1936), la preuve du passage du Rhin dans cette région au Riss.

c) L'Augite (fig. 52).

Des variétés d'augite généralement vert-brun, de forme ovoïde, prismatique ou irrégulière, constituent l'essentiel de la famille des pyroxènes dans la région étudiée. En fraction b (la mieux représentée) on en trouve généralement de 2 à 8 %, mais les teneurs s'élèvent jusqu'à 16 % au NE de Barfleur, au voisinage de l'ancienne vallée de la Seine (station 373). La répartition de l'augite est donc très particulière et ne suit pas celle des autres minéraux verts contrairement à ce que l'on a coutume d'observer. En l'absence de gisements de roches basiques dans les massifs avoisinants, à l'exception des filons de dolérite de la Hague qui sont sans relation avec la distribution de l'augite dans les sédiments, il faut concevoir des apports fossiles étrangers à la région considérée.

Etant donné la liaison des sables à augite avec le cours ancien



de la Seine d'une part, et l'étalement des dépôts marqués par cette espèce minérale d'autre part (fig. 52), l'hypothèse d'un delta séquano-ligérien d'autant du Burdigalien (Brajnikov, 1947) est plausible. A cette époque, un grand fleuve (pré-Loire-Seine) se jetait dans la Manche en y amenant des matériaux du Massif Central, notamment des minéraux provenant du volcanisme naissant d'Auvergne. Plus tard, à l'Helvétien, à la suite de mouvements épéirogéniques, le réseau hydrographique se modifie profondément, la Seine se sépare de la Loire supérieure, de telle sorte que le Massif Central, à l'exception du Morvan, n'alimente plus les nappes alluviales de la Seine. Il est donc logique d'attribuer les apports d'augite, en Baie de Seine, au Miocène inférieur. Mais, aujourd'hui, nous ne trouvons plus que les restes des dépôts deltaïques de cette époque, maintes fois remaniés.

Cette interprétation pose cependant un problème : l'augite, assez fréquente en Manche, est absente des sables burdigaliens, appelés "Sables de Lozère", du Bassin de Paris (Pomerol, 1967). - Ce minéral a toutefois été signalé par B. Brajnikov et S. Duplaix (1943 et 1947) dans quelques échantillons recueillis dans les alluvions anciennes de la Seine -. La non-uniformité des cortèges minéralogiques peut s'expliquer par une altération plus prononcée des dépôts situés sur le continent. En restant toujours émergés, ces derniers ont subi de nombreuses variations climatiques depuis leur mise en place. Par contre, les nappes sous-marines qui ont été plus souvent immergées, notamment pendant les périodes les plus chaudes corrélatives d'une pédogénèse active, ont été mieux protégées.

262 - *Répartition et origine des minéraux ubiquistes (fig. 53).*

La tourmaline, le zircon et le rutile ont une répartition voisine, ils peuvent donc être étudiés globalement. Le rutile est rare (souvent moins de 2 %), le zircon n'est généralement représenté qu'en fraction c et la tourmaline, dominante en fraction b, est l'espèce minérale la plus abondante de cette catégorie.

Les zones les plus pauvres en minéraux ubiquistes sont celles où il y a eu un apport récent de minéraux verts (NW du Cotentin) ou celles où s'est concentrée la hornblende (secteurs de sédimentation sablo-vaseuse de la Baie de Seine).

Les teneurs sont particulièrement élevées sur la rive droite

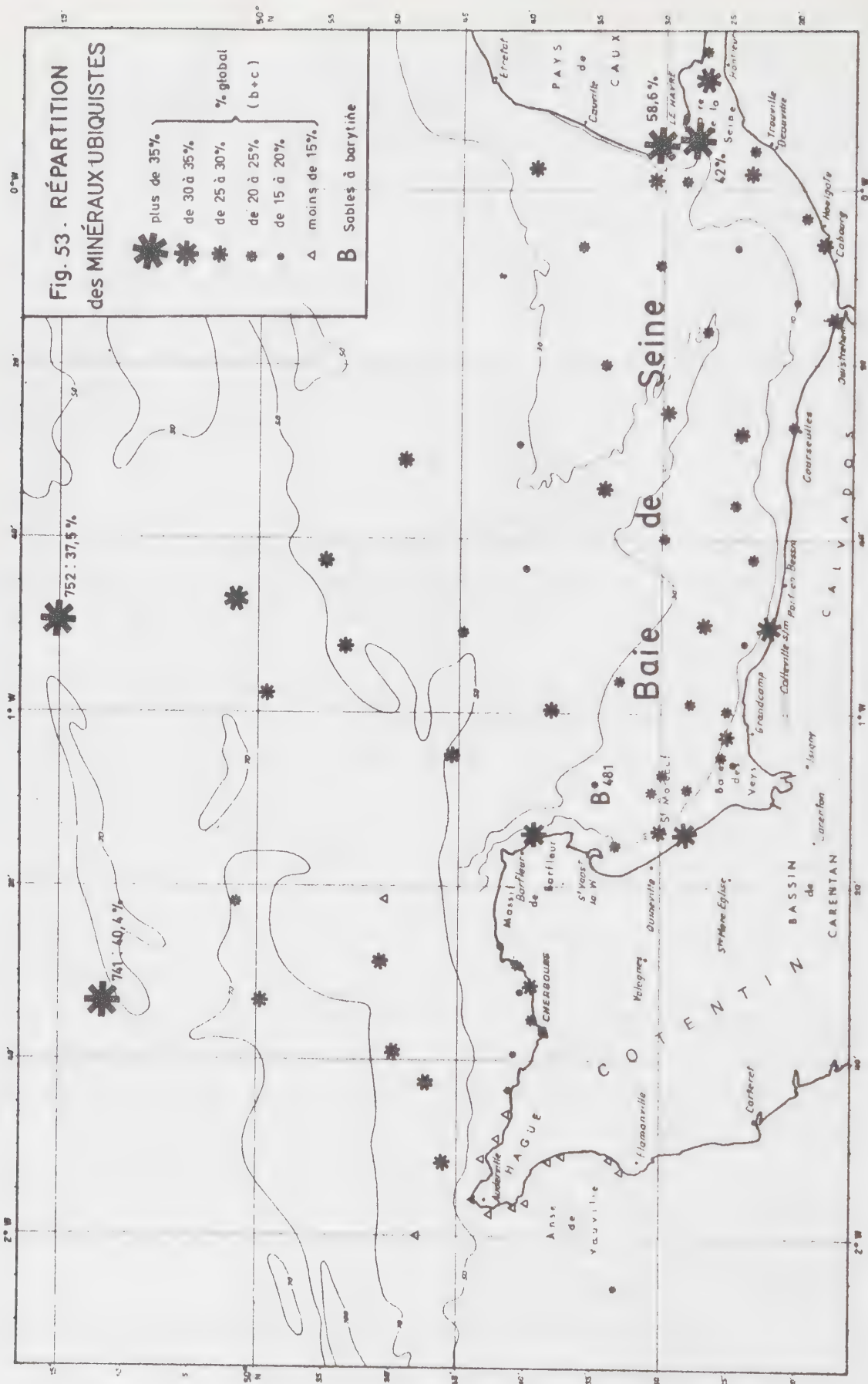


Fig. 53. RÉPARTITION
des MINÉRAUX UBIQUISTES

- ✱ plus de 35%
 - ✱ de 30 à 35%
 - ✱ de 25 à 30%
 - ✱ de 20 à 25%
 - de 15 à 20%
 - △ moins de 15%
- % global
(b + c)
- B Sables à barytine

✱ 752 : 37,5 %

✱ 741 : 40,4 %

Baie de Seine

B 481

BASSIN
de
CARENTAN

LE HAVRE

CAUVILLE

COSSÉVILLE

COSSÉVILLE

COSSÉVILLE

COSSÉVILLE

COSSÉVILLE

de l'Estuaire de la Seine (fig. 53 et J. Germaneau, 1968), sur les plages cauchoises (Billy, 1964) et dans les sables sous-marins adjacents en raison du démantèlement de formations albiennes, riches en tourmaline et en zircon (Juignet, 1965; Rioult, Pellerin et Juignet, 1966), et du remaniement d'alluvions fluviatiles d'origine granitique (Brajnikov, 1942 et 1947).

Les ubiquistes sont également abondants dans les sables de certaines plages du Calvados (région de Colleville-sur-Mer) et du NE du Cotentin (Anse du Brick, La Hougue), ce qui s'explique par l'érosion de limons côtiers caractérisés en Normandie par des teneurs élevées en tourmaline et en zircon (Lautridou, 1968 a et b; Pellerin, 1968; Giresse, 1969). L'influence de ces remaniements diminue vers le large, mais en Manche centrale, la matrice sableuse des cailloutis présente à nouveau des teneurs assez élevées caractéristiques des dépôts anciens enrichis en minéraux résistants. Soulignons à ce sujet les proportions importantes relevées dans les sédiments provenant du remaniement de sables éocènes (stations 741 et 752 situées au N du périmètre étudié). Enfin, au voisinage des Iles Saint-Marcouf, la présence de grains de tourmaline relativement abondants et peu usés indique probablement une alimentation des sables locaux à partir des produits provenant de la désagrégation du Grès Armoricaïn, formation riche en tourmaline (Doré, 1969).

263 - Répartition et origine des autres espèces minérales.

a) Les grenats

Les grenats sont régulièrement présents dans tous les cortèges. Pour la fraction c, la répartition est assez homogène et les teneurs sont en moyenne de 30 à 35 %. Les proportions varient davantage en fraction b car à ces tailles les grenats sont plus sensibles aux agents hydrodynamiques à cause de leur forme globuleuse et de leur densité élevée (Giresse, 1965 et 1969). Ainsi sont-ils particulièrement abondants (30 à 40 %) dans la fraction sableuse des cailloutis ou des graviers de la Manche centrale, les grains plus légers ayant été entraînés vers des zones moins agitées. Ailleurs, la relation avec les forces hydrodynamiques en présence est plus difficile à mettre en évidence car les teneurs relevées sont influencées par les proportions relatives des autres espèces minérales. Par exemple, les sables riches en minéraux verts du N W du Cotentin sont évidemment pauvres en grenat. En Baie de Seine, les pourcentages en fraction b varient entre 5 % (région

de Port_en_Bessin) et 25 % (régions de Grandcamp et de Ouistreham).

D'après B. Brajnikov (1947) le grenat a été apporté depuis le Miocène par les rivières provenant du Massif Central. Pour J. Baak (1936) au contraire, ce minéral est d'origine nordique et provient du démantèlement des alluvions du Rhin. J'ai fait remarquer à propos de l'épidote que l'association grenat, épidote, hornblende pouvait provenir du remaniement de formations sableuses d'âge éocène du Bassin de Paris. A ce sujet, je souligne que l'échantillon de la station 752 située sur un affleurement vraisemblablement éocène (Reading beds) contient 40 % de grenat en fraction b. Une origine armoricaine peut également être retenue grâce à des apports fluviatiles et au jeu alterné des transgressions et des régressions. Plusieurs sources d'alimentation sont donc probables ce qui suppose des phases successives d'alluvionnement.

b) Les minéraux de métamorphisme.

La répartition des minéraux de métamorphisme (staurotide, andalousite, un peu de disthène) est comparable à celle des minéraux ubiquistes. On les rencontre surtout dans la matrice sableuse des cailloutis et dans les sables de certaines plages, celles du Massif de Barfleur notamment. Ils proviennent alors du remaniement de formations superficielles locales : limons, dépôts de solifluxion, arènes. Par exemple, à l'Anse du Brick, les sables sont marqués par une abondance d'andalousite (25 % en fraction b), caractère qui peut être mis en relation avec la proximité du contact granite de Barfleur-schistes du Briovérien moyen. Au large de Grandcamp, les sables renferment des teneurs assez élevées en staurotide (10 à 25 %). Or, dans le Bassin de Carentan, ce minéral est assez abondant dans les sables pliocènes (Giresse, 1965) et l'hypothèse d'un remaniement partiel de telles formations peut être avancée.

c) La barytine.

La barytine présente une concentration exceptionnelle à l'E de Saint.Vaast-la-Hougue (51,9 % en fraction b et 14,9 % en fraction c à la station 481 : fig. 53) qui correspond au démantèlement de formations barytinifères du Trias affleurant à proximité (p. 47 et fig. 13). La dispersion est très limitée à partir de ce gisement, de telle sorte que dans ce

secteur la barytine est un bon marqueur géologique. Toutefois, des grains épars ont été trouvés dans les sables situés au voisinage des Iles Saint-Marcouf ce qui souligne la résultante sud des transports sédimentaires.

En résumé, la répartition des minéraux lourds résulte :

- d'apports sédimentaires successifs, d'origines diverses,
- du remaniement d'affleurements locaux, principalement des formations meubles et des produits d'altération des roches cohérentes,
- du brassage et du transport par le vent, par les vagues et par les courants au cours des phases alternativement régressives et transgressives du Quaternaire, voire du Tertiaire,
- de l'action des facteurs hydrodynamiques actuels dont l'influence est particulièrement nette sur la répartition des minéraux en tablettes et des minéraux de densité élevée.

Malgré cette diversité des apports et des remaniements, il est possible de définir des associations minéralogiques caractéristiques de secteurs géographiques plus ou moins étendus (fig. 54). En tenant compte également des autres caractères de la fraction terrigène sableuse, on peut distinguer des provinces et des districts minéralogiques.

Les provinces sont caractérisées par des masses sédimentaires largement réparties tirant leur origine d'apports et de façonnements anciens comportant notamment des actions éoliennes intenses. La mise en place définitive résulte de remaniements au cours du Flandrien avec polissage et redistribution partielle du matériel sableux disponible en milieu marin. Il n'y a pas de relation directe entre les caractères minéralogiques des sédiments et ceux des affleurements environnants. Trois provinces peuvent être délimitées dans la région :

Limites géographiques des PROVINCES (fig. 54)	Caractères de la fraction sableuse d'origine terrigenè
- majeure partie de la Baie de Seine	HORNBLENDES, GRENATS, épidote, min. ubiquistes, min. de métamorphisme.
- Manche centrale	GRENATS, min. UBIQUISTES, épidote et min. de métamorph.
- région intermédiaire, au NE de Barfleur	GRENATS, min. UBIQUISTES, AUGITE, épidote et min. de métamorphisme.

Stock quartzeux
évolué à grains
émoussés mats,
émoussés mats.
lustrés à lui-
sants, avec quel-
ques grains de
glauconie et de
feldspath.

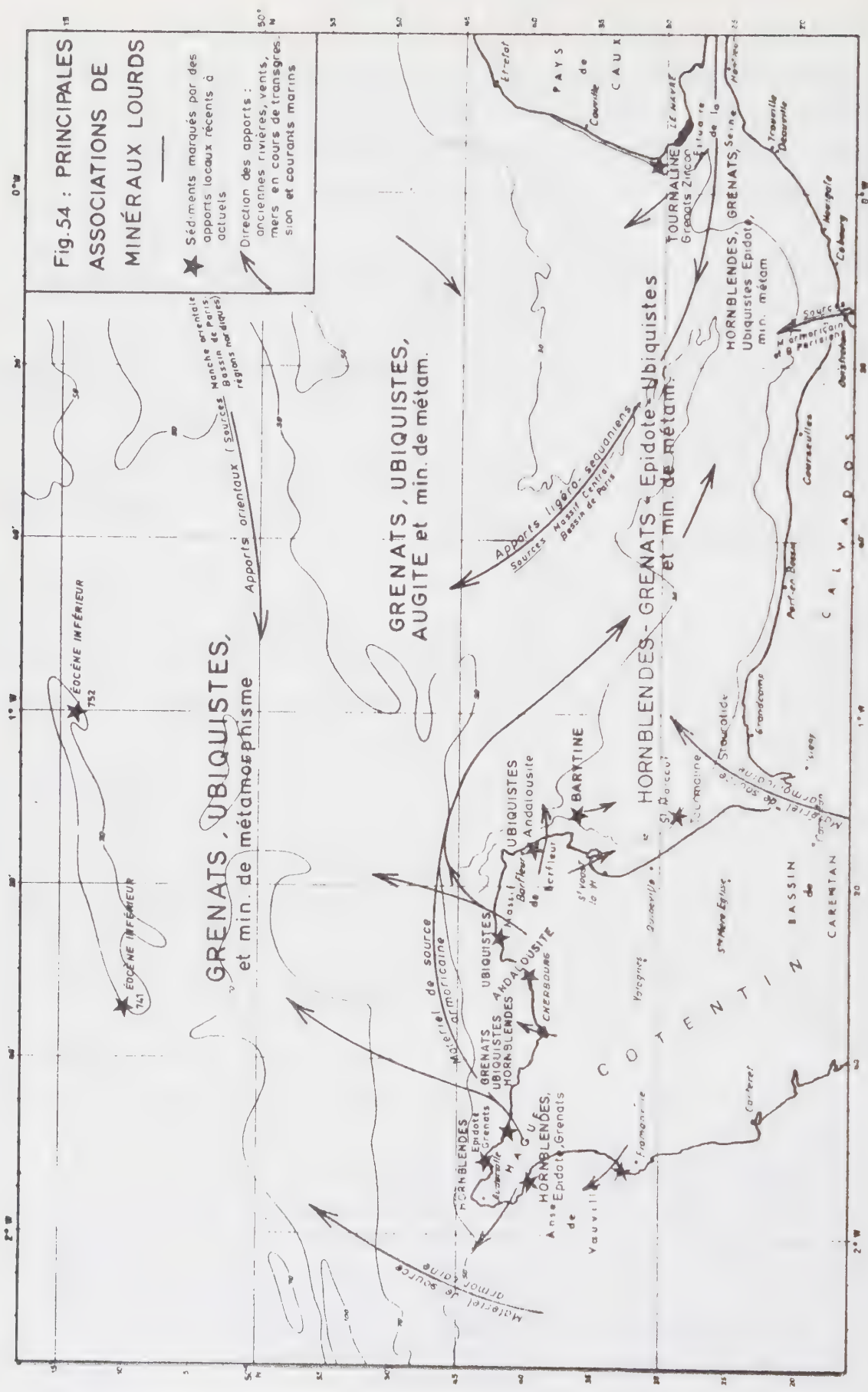


Fig.54 : PRINCIPALES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX LOURDS

★ Sédiments marqués par des apports locaux récents à actuels

→ Direction des apports : anciennes rivières, vents, mers en cours de transgression et courants marins

GRENATS, UBIQUISTES, et min. de métamorphisme

GRENATS, UBIQUISTES, AUGITE et min. de métam.

HORNBLENDES - GRENATS - Epidote-Ubiquistes et min. de métam.

★ ÉOCÈNE INFÉRIEUR T41

★ ÉOCÈNE INFÉRIEUR T52

Apports orientaux (Sources Manche orientale Bassin de Paris régions nordiques)

Apports ligéro-sequaniens Sources Massif Central Bassin de Paris

St-Maur-Essus

BASSIN de CARENTAN

COSENTIN

Stenacalide

Grandfontaine

St-Maur-Essus

St-Maur-Essus

St-Maur-Essus

St-Maur-Essus

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Matériel de source armoricaine

Les districts minéralogiques sont définis au sein des provinces. Ils correspondent à l'introduction locale et récente de matériel "neuf" qui confère aux sédiments des caractères originaux masquant plus ou moins les caractères initiaux. Ils résultent essentiellement des actions de la mer flandrienne ayant atteint un niveau voisin du niveau actuel et ils sont en relation étroite avec l'environnement géologique. Le plus souvent ils couvrent de faibles surfaces. J'ai distingué les districts suivants :

Limites géographiques des DISTRICTS	Caractères originaux de la fraction sableuse
- Frange côtière de la Hague.	HORNBLÉNDE, épidote, quartz non usés.
- Anse du Brick.	ANDALOUSITE, ubiquistes, quartz non usés.
- Littoral nord-est du Cotentin.	FELDSPATHS POTASSIQUES, quartz non usés, ubiquistes.
- Zone d'affleurements triasiques, 4 milles à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue.	BARYTINE.
- Zone d'affleurements crétacés à l'E de Barfleur (st. 411, fig. 49).	GLAUCONIE
- Pourtour des Iles Saint-Marcouf.	TOURMALINE.
- Côte du Calvados entre Houlgate et Honfleur	GLAUCONIE.
- Région havraise et littoral caennais au S d'Antifer.	Min. UBIQUISTES, GLAUCONIE.

3. LES PELITES ou LUTITES

31 - REPARTITION.

Les lutites n'apparaissent que dans les zones où les suspensions peuvent se décanter. Elles sont particulièrement abondantes dans les parties abritées du littoral, tout spécialement au niveau des hautes slikkes et des schorres (Anse du Cul de Loup, Baie des Veys, estuaires de la Seine et des petites rivières du Calvados).

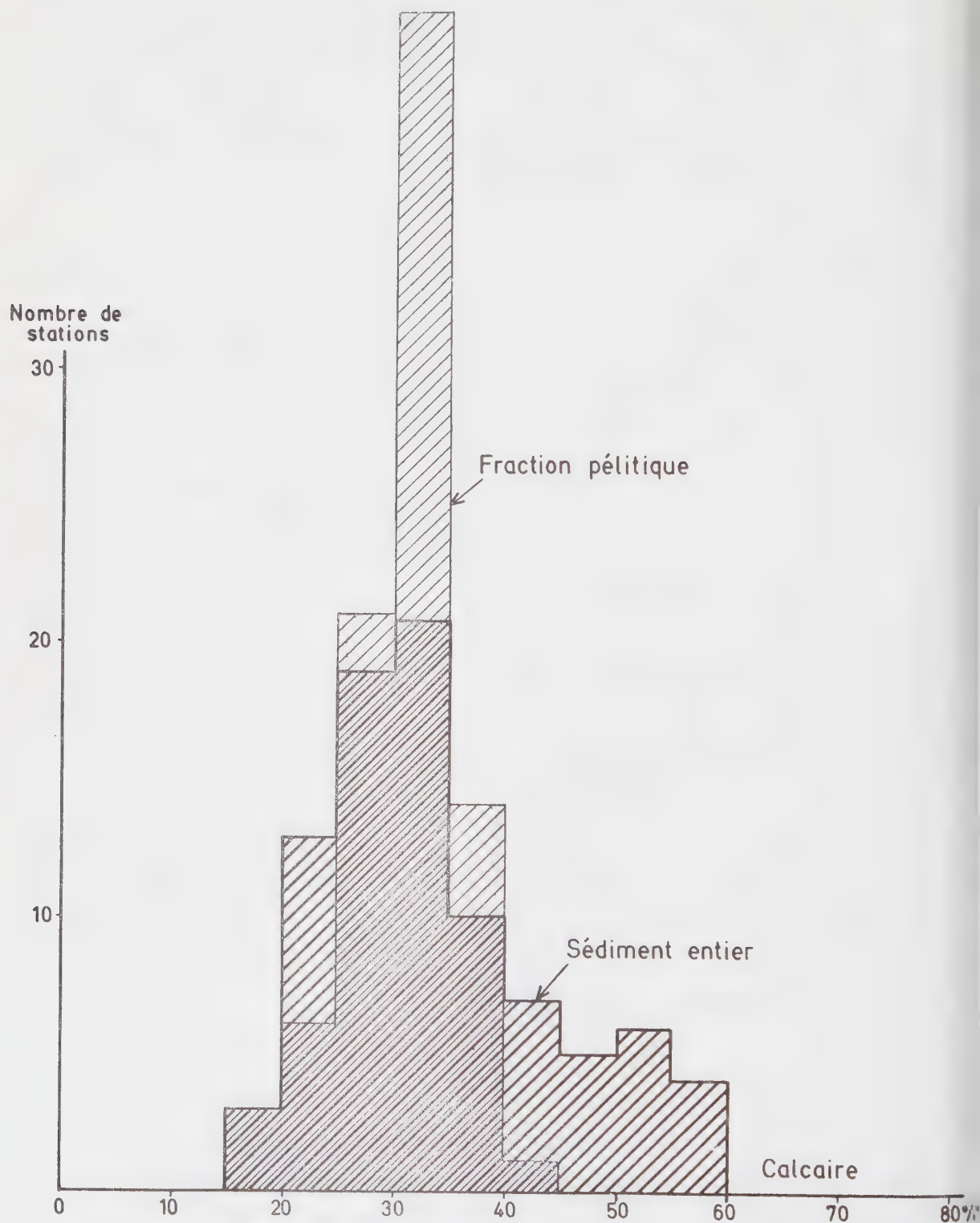


Fig. 55 . HISTOGRAMMES COMPARÉS de la TENEUR en CALCAIRE du SÉDIMENT ENTIER et de sa FRACTION PÉLITIQUE pour 88 ÉCHANTILLONS

Dans le domaine toujours immergé les teneurs les plus fortes ont été relevées dans la partie orientale de la Baie de Seine principalement au large de Dives, au N de Port.en.Bessin, en bordure de la côte est du Cotentin et dans la région cherbourgeoise (Anse de la Mondrée, Baie du Becquet, Rade de Cherbourg et Anse Saint.Martin). Les lutites entrent également dans la composition des dépôts hétérogènes qui se trouvent à l'W du Pays de Caux et dans l'ancien lit de la Seine. Dans l'ensemble, les pourcentages dépassent exceptionnellement 20 % (localement au large de l'embouchure de la Seine).

Les lutites renferment principalement une fraction argileuse, du quartz et une fraction calcaire. La matière organique est généralement peu abondante dans les dépôts vaseux de la région : 3 à 5 % dans le port de Cherbourg (Giresse, 1968 a), 4 à 6 % dans la région havraise (Germaneau, 1969), 0,5 à 2 % dans la plupart des estuaires et des baies du Cotentin (Dorel, 1967).

32 - FRACTION CALCAIRE.

Le pourcentage de calcaire contenu dans la fraction pélique a été mesuré sur près de cent échantillons à l'aide d'un calcimètre Bernard (Vatan, 1967). Les teneurs sont comprises entre 18 et 42 % (teneur moyenne 32 %). L'histogramme des valeurs obtenues montre leur faible dispersion (fig. 55) puisque les trois-quarts d'entre elles se trouvent entre 25 et 35 % et que la moitié sont entre 30 et 35 %. L'histogramme des teneurs en calcaire des sédiments entiers correspondants, construit pour comparaison (fig. 55) se caractérise au contraire par une grande diversité des valeurs qui sont comprises entre 15 et 60 %.

Les résultats obtenus dans les basses vallées de l'Orne et de la Seine sont voisins de ceux que j'ai indiqués. Pour l'Orne, en aval de Caen, G. Fily (1967) donne des teneurs comprises entre 24 et 31 %. Pour la Seine, entre Caudebec et Le Havre, les valeurs oscillent entre 29 et 34 % (Germaneau, 1968 a). Cette étude fait donc ressortir une grande homogénéité de la fraction pélique des sédiments fins de la région.

Le calcaire de la fraction fine des dépôts est-il d'origine terrigène ou organogène ? B. Rajcevic (1957) admet la première hypothèse dans l'Estuaire de la Seine étant donné que les sédiments vaseux y sont plus riches en carbonates que les sables voisins venus de la mer. Mais ce n'est pas là

une preuve car le comportement hydrodynamique des sables est très différent de celui des lutites transportées en suspension et ces deux phases granulométriques ne sont pas comparables.

En Baie de Seine, diverses formations carbonatées constituent l'environnement géologique (termes marneux et calcaires du Jurassique, assises crayeuses du Crétacé, limons quaternaires). Elles ont pu alimenter les dépôts marins en poudre calcaire. Mais les sédiments pélitiques renfermant une fine fraction calcaire ne se trouvent pas qu'en Baie de Seine. Ils sont présents dans la région cherbourgeoise, au voisinage des Iles anglo-normandes, dans les havres de la côte ouest du Cotentin et dans la Baie du Mont-Saint-Michel. La teneur en calcaire de la fraction pélitique des sédiments de ces régions est en moyenne de 40 %, les valeurs oscillant généralement entre 30 et 50 % (Dolet, Giresse et Larsonneur, 1965; Dolet, 1966; Hommeril, 1967; Giresse, 1969). Or, l'environnement géologique du Golfe normand-breton est à dominante siliceuse et les auteurs concluent à une origine principalement organogène (très fine mouture de débris zoogènes et phycogènes) du calcaire de la fraction pélitique des sédiments. Par analogie, une origine identique peut être retenue pour le périmètre étudié, d'autant plus que les pourcentages obtenus en Baie de Seine sont même un peu inférieurs à ceux relevés dans le Golfe normand-breton. Cette interprétation n'exclut pas une alimentation partielle en poudres terrigènes. Dans la basse vallée de la Seine, A. Vigarié (1964) signale en effet une augmentation sensible de la teneur en calcaire des alluvions après les crues de l'hiver 1951. Récemment, dans la partie moyenne du cours de la Dives, P. Germain (1970) a mis en évidence l'origine terrigène d'une partie des poudres calcaires composant les alluvions vaseuses. Je conclus donc à une origine à la fois organogène et terrigène, cette dernière étant subordonnée.

33 - FRACTION ARGILEUSE.

Cette étude a porté sur une trentaine de sédiments actuels et, pour comparaison, sur près de 50 échantillons prélevés dans les formations géologiques environnantes. Les minéraux argileux ou les édifices interstratifiés ont été déterminés sur des diagrammes obtenus par diffractométrie des

rayons X, sur un appareil Théta 60 (1). Pour chaque échantillon, le diffractogramme enregistré sur le matériel naturel a été complété de diffractogrammes réalisés après traitement au Glycol, à la chaleur (560°) et parfois à l'acide chlorhydrique concentré chaud.

Des estimations quantitatives ont été faites par mesure de l'intensité relative des pics. La présence d'édifices interstratifiés ne permettait pas de baser ces estimations sur la surface des pics observés sur les diagrammes. Après avoir éliminé le fond continu, j'ai donc choisi de mesurer la hauteur des réflexions 001. La valeur obtenue pour chacune d'elles a été rapportée à leur somme ramenée à 10. Il ne s'agit en aucun cas de pourcentages pondéraux car l'intensité des pics n'est pas toujours directement proportionnelle à la quantité réelle de minéraux argileux dans le matériel étudié. Cependant, dans les mêmes conditions expérimentales, les valeurs trouvées permettent des comparaisons assez précises entre les formations argileuses d'un même bassin. Les résultats sont portés dans les tableaux 8, 9 et 10, la figure 56 donne la localisation des différents prélèvements.

331 - Cortège argileux des sédiments actuels (tableau 8).

Dans la région, le cortège argileux des dépôts actuels est généralement composé de kaolinite, d'illite et de montmorillonite.

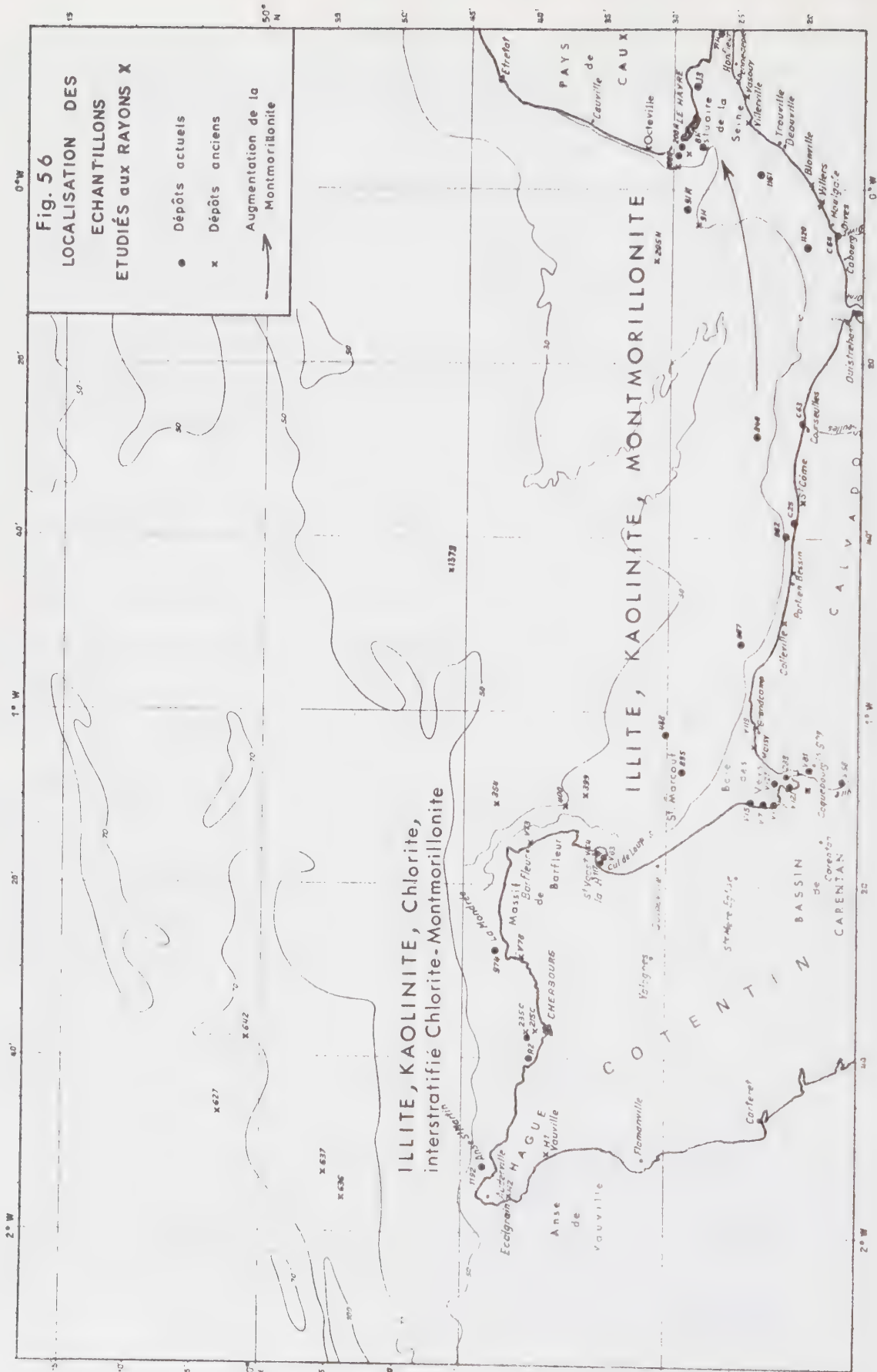
La kaolinite existe en proportions sensiblement constantes dans tous les échantillons (de 3 à 4 pour 10). Elle donne des raies symétriques, d'une largeur moyenne, ce qui montre qu'elle est généralement peu hydratée.

Les teneurs en illite varient un peu plus (de 2 à 4,5 pour 10) et, en général, elles déterminent la valeur du rapport K/I où K représente l'intensité du pic 001 de la kaolinite et I l'intensité du pic 001 de l'illite. Dans la région, ce rapport K/I est voisin de 1 à l'exception de la partie orientale de la Baie de Seine où les sédiments sont un peu plus pauvres en illite aux dépens de la montmorillonite. Le pic 001 de l'illite est souvent

(1) Ces analyses ont été réalisées au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen par Madame Lecosthumer. Les échantillons ont été préparés comme suit :

- traitement à l'eau oxygénée pour oxydation de la matière organique,
- attaque à l'acide chlorhydrique dilué pour élimination des carbonates,
- lavage jusqu'à pH voisin de la neutralité,
- traitement au chlorure de calcium pour saturation des feuillets montmorillonites en ions calcium,
- lavage jusqu'à dispersion de l'argile,
- prélèvement d'un peu de liquide contenant les particules inférieures à 5 microns. Dépôt de ce liquide sur lames de verre dépoli et séchage à l'air. On obtient ainsi sur chaque lame des échantillons sous forme d'agrégats orientés prêts à être passés aux rayons X (anticathode de Cobalt).

Fig. 56
LOCALISATION DES
ECHANTILLONS
ETUDIÉS aux RAYONS X



LOCALISATION et NATURE des PRELEVEMENTS - DESIGNATION	KAOLINITE	ILLITE	MONTMORILLONITE ou (Edifices gon- flants)	CHLORITE	K / I	A = 1001 1002	REMARQUES
<i>PARTIE ORIENTALE de la BAIE de SEINE</i>							
+ 1 mille à l'W de Saint-Jouin : I 147	4	2,5	3,5	-	1,6	2	montmorillonite mal cristallisée
+ 5 milles à l'W SW du Cap de la Hève; 91 H	3,2	2,5 à 3	4	traces	1,3	2,8	minéraux mal cristal.
+ Rade du Havre : 108 H	3,5	2,5	4	-	1,4	2,5	illite ouverte : Ic
+ Embouchure de la Seine, au SW du port du Havre : 08 H	3,5 à 4	2,5	3,5 à 4	-	1,4	2,8	interstratifiés (I-M) et illite ouverte Im
+ Estuaire de la Seine (hte. slikke à Confreville) : J 3	3,5	2,5	(4)	-	1,4	2,3	
+ Estuaire de la Seine (chenal en amont d'Honfleur) : 71 H	3,5	2,5	(4)	-	1,4	2	
+ 2,5 milles au NW de Deauville : I 161	3,5 à 4	2 à 2,5	(4)	-	1,7	2	
+ 3 milles au N de Dives : I 120	3,5	3	3,5	-	1,2	2,2	
+ Estuaire de la Dives (hte. slikke à Dives) : C 64	3	3,5	3,5 à 4	-	0,9	3	
<i>PARTIE CENTRALE de la BAIE de SEINE</i>							
Estuaire de l'Orne :							
- hte. slikke à la Pointe de la Roque	3,5	3,5	3	1	1	3,8	minéraux mal cristal. traces de chlorite gonflante
- hte. slikke à Sallenelles	3	3,5	3,5	-	0,9	3	
- hte. slikke au barrage de Caen	4	3,5	2,5	-	1,1	2,6	
- Dépôts de crue à Caen	4	4	traces	1,5	1	2,2	interstratifiés (I-M)
+ 4 milles au N de Courseulles : 840	3,5	3,5	3	traces	1	2,2	
Estuaire de la Seulles (hte. slikke à courseulles) : C 63	3	3	4	traces	1	2,5	
+ 3 milles au NW d'Arromanches : 842	3,5	3 +	3 à 3,5	traces	1,1	2,2	montmorillonite mal cristallisée
Arromanches (estran ouest) : C 25	2,5	3,5	4	-	0,7	2	
+ 3 milles au N de Vierville s/mer : 887	3,7	3,7	2,5	présence	1	3	
<i>PARTIE OCCIDENTALE de la BAIE de SEINE</i>							

mi.

T

w 1

w

pt

Baie des Veys									
- Pouppeville (schorre)	: V 15a	3	3,5 à 4	3,5	traces	0,8	2,6	interstratifiés (I-M)	
- Grand Vey (slikke)	: V 7	3,2	3,2	3,2	0,5	1	1,8	minéraux bien crist.	
- Grand Vey (schorre)	: V 1	3	3	4	traces	1	2,5	interstratifiés (I-M)	
- Pointe de Brévands (schorre)	: V 127	3,5	3,5	3	traces	1	3	interstratifiés (FM)	
								et minéraux mal cristall.	
- Coquebourg (schorre)	: V 121	3,5	3	3 à 3,5	traces	1,2	2,7	interstratifiés (I-M)	
- Chenal d'Isigny	: 228	3 à 3,5	4,5	2	présence	0,7	2	interstratifiés (I-M)	
- Isigny (hte. slikke de l'Aure): V 81		3,5	3,5 à 4	2,5 à 3	présence	1	2,7	montmorillonite mal cristallisée	
- Les Veys (hte. slikke de la Vire): V 58		4	4	2	-	1	1,3		
+ 4 milles à l'E des Iles Saint-Marcouf: 488		3,5	4	2,5	traces	0,9	1,9		
Anse du Cul du Loup :									
- haute slikke	: V 117	3,5	3,5 à 4	(2,5 à 3)	-	1	2,7	illite ouverte : Ic et interstratifiés à feuillets gonflants	
- schorre	: V 63	3,3	3,3	3,3	traces	1	1,3	minéraux bien cristallisés	
BORDURE NORD du COTENTIN									
+ Anse de la Mondrée	: 974	3,5	3,5	(2,5 à 3)	présence	1	2,6	interstratifiés du type chlorite-montmorillonite (corrensite)	
+ Rade de Cherbourg :									
- partie centrale	: 235 C1	3	4	(2)	1	0,9	2		
- partie occidentale	: R 2	4,5	4 - 4,5	traces	présence	1	1,2		
+ Anse Saint Martin	: 1 192	4	3,5	(1,5)	1	1,1	2,9		

+ = Stations sous-marines

TABLEAU 8 = LE CORTEGE ARGILEUX DES SEDIMENTS ACTUELS DE LA BAIE DE SEINE ET DU LITTORAL DU COTENTIN.

LOCALISATION et NATURE DES PRÉLÈVEMENTS - DESIGNATION	KAOLINITE	ILLITE	MONTMORILLONITE ou (édifices gonflants)	CHLORITE	K/I	A = I001 I002	REMARQUES
<i>GARQUE de HEAD :</i> - Vauville (Manche) : H 1 - Ecalgrain (Manche) : H 2	4 3,5	6 6,5	- -	- -	0,55 0,65	1,3 1,9	illites ouvertes : IV, Im.
<i>LIMONS du COTENTIN :</i> - Anse du Brick : V 78 - Barflour : V 73 - Saint-Vaast-la-Hougue : V 64	6 4,5 3,5	4 5,5 6,5	- - -	- - -	1,5 0,8 0,5	2 2 2,2	illite ouverte : Im
<i>LIMONS du CALVADOS :</i> - Grandcamp : V 119 - Colleville-sur-Mer - Saint-Côme-de-Fresné à - 3 m/au sommet de la fa- laise : SC 2 à - 7 m/au sommet de la fa- laise : SC 13 - Pennedepie : C 98	3 traces 2 1 2	3,5 à 4 présence 3 2,5 3	(3 à 3,5) 9 5 6,5 à 7 5	- - - - -	0,8 - 0,6 0,4 0,7	2 - 1 1 2,1	interstratifiés (I-M) montmorillonite bien cris- tallisée interstratifiés (I-M)
<i>DEPOTS SILTEUX et ARGILEUX POSTGLACIAIRES :</i> - Vasouy (estran) : C 99 - Blonville (haute plage)	2,5 2,5 à 3	3,5 4	4 3,5	traces -	0,7 0,6	2 1,8	montmorillonite bien cris- tallisée

mi.

nt-
nt
i
a

- Maisy (haute plage) : V 80	2,5 à 3	7	7,5	-	-	-	interstratifiés (I-M)
- Pointe de Brevands *							
(sondage de Coquebourg)							
à - 2 m du sol : C 11	3,5 à 4	2,5	3,5	-	1,4	1,4	illite ouverte Ic, mont.
à - 8,5 m " : =C 37	1,5	1,7	6,8 à 7	traces	0,9	1,6	agradation
à - 11,7 m " : C 46	3 -	4 -	3 à 3,5	-	0,75	1,9	"
- Cherbourg : forages en rade							
+ à - 10,7 m / fond sous-marin : 215 C	3	2,5	4	0,5	1	2	mont. bien cristallisée
+ à - 11,5 m / fond sous-marin : 235 C2	3	3,5 à 4	(3,5)	-	0,8	3	illite ouverte : Ic, interstratifiés à édifices gonflants
+ - Baie de Seine : forage à l'W du Havre : 9 H	3 à 3,5	1,5 -	4,5 à 5	-	2 +	2	interstratifiés (I-M)
à l'W du Cap de la Hève: 205 H	3,5	4,5	(2)	-	0,75	2,1	interstratifiés (I-N)
CANOE ARGILEUX-SABLEUX DES CAILLOUTIS :							
+ à 15 milles au NE de Barfleur sur substratum crayeux : 1379	3,5	4	2	0,5	0,9	2,2	

+ = Stations sous-marines

TABEAU 9 = LE CORTEGE ARGILEUX DES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA REGION ETUDIEE

LOCALISATION et NATURE DES PRELEVEMENTS - DESIGNATION	KAOLINITE	ILLITE	MONTMORILLONITE ou (édifices gonflants)	CHLORITE	K / I	A = I001 I002	REMARQUES
<i>BRIOVERIEN</i> (altération des schistes) :							
+ - forage en rade de Cherbourg à - 12/fond : 235 C 3 m		1,5		8,5			chlorite très bien cristallisée, traces de chlorite gonflante
<i>TRIAS supérieur</i> (faciès argileux des Couches d'Airel) :							
- carrière d'Airel (Manche)							
- forage de Coquebourg, commune des Veys (Manche) à - 13 m							
+ - Baie de Seine : 3 milles à l'E de St-Vaast la Hougue : 399 et 401	1	8,5 à 9	-	-	0,1	2,7	illite ouverte : Ic
		10				3,5	
<i>SINEMURIEN</i> (Calcaires marneux à Cryphées) :							
+ - 4 milles au NE de Barfleur : 354		10				3	
<i>BATHONIEN Infér. et moy.</i> (Calcaires marneux de Port-en-Pessin) :							
- Ste-Honorine des Pertes (Calvados)	-	5	5	traces		2	interstratifiés (I-M)
+ - extrémité orientale de la Fosse centrale : 636	1,5	4,5	3,5 à 4	-	0,3	3	interstratifiés (I-M)
+ : 637	1	4	5	-	0,25	2,3	
<i>CALLOVIEN inférieur</i> :							
- Le Fresne d'Argences (mar- nes grises de la zone à S. calloviense)	5	5	-	présence	1	2,3	illite ouverte (Ic)
<i>OXFORDIEN inférieur</i> (Marnes et Calcaires marneux de Villers)							
- Villers-sur-Mer (Calvados) :							
Zone à Q. mariae	4	5 - 6	-	présence	0,8-	2,2	illite ouverte : Ic
Zone à C. cordatum	4	5 - 6	-	"	0,8-	2,5	illite ouverte : Ic
<i>OXFORDIEN supérieur</i> :							

large, parfois dissymétrique et ouvert vers les petits angles : illites ouvertes d'après J. Lucas (1962). Selon les réactions de ces illites ouvertes aux différents traitements, j'ai distingué, comme le propose J. Lucas, des minéraux I_M , I_C et I_V pour lesquels les espaces interfoliaires relâchés ont respectivement le comportement de la montmorillonite, de la chlorite et de la vermiculite.

Le rapport (A) de l'intensité de la raie 001 de l'illite à la raie 002 de ce même minéral : $\frac{I_{001}}{I_{002}}$ (Klingebiel et Latouche, 1962; Klingebiel, Latouche et Tastet, 1967) est généralement compris entre 2 et 3. Ces valeurs assez élevées traduisent un certain lessivage des cations et, dans les profils pédologiques, le rapport (A) est utilisé comme indice d'altération. Une évolution chimique de ce genre peut être retenue pour rendre compte des fortes valeurs relevées dans certains échantillons géologiques prélevés en dragages (échantillons appartenant au Trias, au Sinémurien et au Bathonien par exemple : tableau 10). Cependant, dans l'ensemble, le rapport (A) est plus faible dans les formations quaternaires ou plus anciennes (tableaux 9 et 10) que dans les sédiments actuels (tableau 8) qui renferment des illites ferrifères ou hydratées traduisant une certaine dégradation des édifices cristallins.

Les montmorillonites présentent des pics souvent dissymétriques, parfois très étalés qui témoignent d'une mauvaise cristallinité. Ces montmorillonites qualifiées de dégradées par M. Steinberg (1967) sont formées d'édifices cristallins à interstratifiés où les feuillets montmorillonitiques sont prédominants. Dans certains cas, la cristallinité étant très mauvaise, je n'ai mentionné que des édifices gonflants. Des montmorillonites bien cristallisées existent dans les argiles oxfordiennes ou albiennes (tableau 10) mais également dans certains dépôts postglaciaires où l'enfouissement a entraîné des processus d'agradation (silts argileux de Vasouy, de la Pointe de Brévands et de Cherbourg : tableau 9).

La chlorite que l'on décèle localement en Baie de Seine, notamment dans l'Estuaire de l'Orne (Fily, 1967 et tableau 8) est présente dans la région cherbourgeoise. Elle est parfois associée à des feuillets gonflants montmorillonitiques formant alors un interstratifié du type corrensité.

Des édifices interstratifiés illite-montmorillonite (I - M) sont fréquents dans les sédiments de la Baie de Seine.

332 - *Origine du cortège argileux des sédiments actuels.*

Pour aborder ce problème, il était nécessaire de connaître les caractères minéralogiques des formations argileuses présentes dans la région. En complément aux résultats obtenus par P. Maurel (1959), A. Poisson (1962), H. Elhaï (1963 et 1967), J. Pellerin (1967), J.P. Lautridou (1966, 1968 a et J. Guyader (1968), l'analyse d'échantillons géologiques a donc été entreprise. Ces analyses ont été principalement réalisées sur des dépôts quaternaires littoraux et sur des affleurements géologiques sous-marins ou côtiers (tableau 9 et 10).

Dans la Rade de Cherbourg, le produit d'altération des schistes verts briovériens atteints en forage (station 235 C₃) contient essentiellement de la chlorite parfaitement cristallisée (8,5 pour 10) avec un peu d'illite.

Les termes argileux ou marneux d'âge secondaire ont des cortèges variés. L'illite, presque exclusive dans le Trias, est présente dans tous les cortèges. La montmorillonite abonde dans les marnes bathoniennes (Marnes de Port-en-Bessin), dans les faciès argileux de l'Oxfordien supérieur et de l'Albien. Par contre, ce minéral n'a pas été reconnu dans les marnes calloviennes d'Argences (Callovien inférieur), ni dans les Marnes de Villers (Oxfordien inférieur), ni dans les argiles kimméridgiennes, ces formations étant caractérisées par l'association illite-kaolinite. On notera dans tous les cas l'étroite correspondance entre les résultats acquis sur le continent d'une part et dans les affleurements géologiques sous-marins d'autre part.

Les dépôts quaternaires ont des cortèges variés selon leur nature et surtout selon leur localisation. Au N du Cotentin, la fraction argileuse des coulées de solifluxion et des limons côtiers est composée de kaolinite et d'illite généralement dominante. C'est là un cortège analogue à celui que l'on trouve en bordure du Golfe normand-breton dans des formations semblables (Giresse, 1967 et 1969). Sur les côtes du Calvados, les cortèges argileux des limons et des dépôts postglaciaires se caractérisent par l'association kaolinite-illite-montmorillonite. La montmorillonite est souvent dominante. Localement, les teneurs très élevées peuvent s'expliquer par une origine proche du matériel (produits d'altération des calcaires bathoniens) et une absence d'homogénéisation à l'échelle régionale (limons de Colleville-sur-Mer et de Saint-Côme-de-Fresné par exemple : tableau 9). L'illite, la kaoli-

nite et la montmorillonite (les trois minéraux étant associés à la partie supérieure des profils) se retrouvent dans les loess du Pays de Caux (Lautridou, 1967, 1968 a et 1968 b).

Dans les dépôts superficiels de la Campagne de Caen (Pellerin, 1963 et 1967) et dans les Argiles à silex normandes (Elhaï, 1963 et 1967; Lautridou, 1966; Lefèvre, 1967) on trouve l'association kaolinite-illite avec kaolinite dominante. La montmorillonite abonde dans les Argiles à silex et les argiles d'altération de Picardie et de la partie occidentale de l'Ile de France (Pomerol et Riveline-Bauer, 1967).

A une quinzaine de milles au NE de Barfleur, sur substratum crayeux, la matrice argilo-sableuse et calcaire (50 % de Ca CO_3) des cailloutis, prélevée à l'aide d'un carottier à une vingtaine de centimètres de profondeur, est caractérisée par l'association illite, kaolinite et montmorillonite avec présence de chlorite (station 1 379, tableau 9).

Les différents minéraux argileux présents dans les sédiments actuels existent donc dans les formations anciennes de la région mais, nulle part, il n'y a de correspondance directe. Par exemple, près des falaises de Villers où les marnes sont caractérisées par l'association illite-kaolinite (tableau 10), les dépôts actuels contiennent une forte proportion de montmorillonite (stations 1 120 et C 64 à l'embouchure de la Dives : tableau 8 et fig. 56). Le stock argileux, assez homogène, de la région s'est probablement constitué à partir d'apports variés au cours d'une longue histoire. Actuellement, les caractères de la masse argileuse se maintiennent grâce à l'action des courants et des houles qui remanient sans cesse les dépôts fins et assurent le brassage et le transport des suspensions.

Malgré l'homogénéisation qui s'est opérée et qui se poursuit à l'échelle régionale, on relève une variation des cortèges entre l'Estuaire de la Seine et le N du Cotentin. C'est la kaolinite qui a la répartition la plus constante (tableau 8). Ce minéral est présent dans de nombreuses formations anciennes de la région, sa fréquence est cependant inférieure à celle de l'illite (tableaux 9 et 10). Il est donc probable que l'uniformité de la distribution de la kaolinite dans l'espace est en rapport avec ses propriétés de floculation. A. Rivière, S. Vernhet (1951) et P. Giresse (1969) ont en effet montré expérimentalement que la kaolinite présente une plus grande résistance à la floculation que les minéraux micacés comme l'illite, la chlorite ou la

montmorillonite. De plus, V. Whitehouse, L. Jeffrey et J. Debrecht (1960) ont démontré la stabilité de la kaolinite en présence de matières humiques.

Les faibles différences concernant la variation d'Est en Oues des proportions relatives d'illite et de montmorillonite (augmentation de l'illite et diminution de la montmorillonite) peuvent être mises en relation avec le cadre géologique : abondance d'illite et absence de montmorillonite sur le socle armoricain, fortes proportions de montmorillonite dans de nombreuses formations du Bassin de Paris.

Les cortèges relevés au N du Cotentin, diffèrent encore de ceux de la Baie de Seine par la présence de chlorite en faibles proportions (tableau 8). En outre, les édifices montmorillonitiques mis en évidence dans les dépôts actuels n'ont probablement pas la même origine que ceux de la Baie de Seine. D'après H. Chamley (1967), l'interstratifié du type corrensite (chlorite-montmorillonite) se forme aux dépens des schistes à chlorite (échantillon 235 C₃ par exemple, tableau 10). Or, ces derniers affleurent largement dans l'Anse de Cherbourg et sur le littoral adjacent. De plus, des processus d'aggradation apparaissent dans le sondage 215 C réalisé dans la Rade de Cherbourg. Le silt argileux postglaciaire recueilli à - 10,7 m (par rapport au fond marin), immédiatement au-dessus d'une tourbe boréale (215 C, tableau 9), contient une forte proportion de montmorillonite bien cristallisée (4 pour 100). Ce minéral provient vraisemblablement de la transformation de la corrensite par réorganisation des structures cristallines après enfouissement comme le propose H. Chamley en d'autres régions. En résumé, l'altération superficielle des schistes à chlorite mène à la formation d'interstratifiés à édifices gonflants du type corrensite. Puis la réorganisation des feuillets aboutit à la formation de montmorillonite.

Finalement, l'étude des cortèges argileux permet de distinguer deux provinces minéralogiques dans le périmètre étudié (fig. 56) :

- une province à kaolinite, illite et montmorillonite occupant la Baie de Seine
- une province à kaolinite, illite, chlorite et interstratifié chlorite-montmorillonite s'étendant au N du Cotentin.

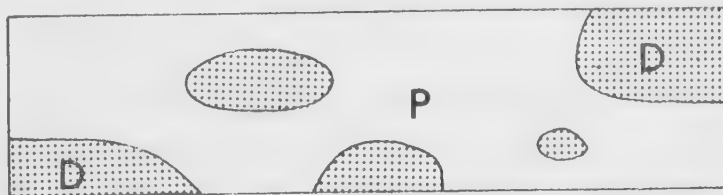
Cette dernière est une province intermédiaire entre la Baie de Seine et le Golfe normand-breton où à la kaolinite dominante, s'ajoutent une forte proportion d'illite, de la chlorite et des interstratifiés illite-chlorite et illite-vermiculite (Giresse, 1967 et 1969). L'absence d'informations en Manche orientale ne permet pas de fixer les limites de la province

à kaolinite, illite et montmorillonite vers le Nord-Est.

RESUME et CONCLUSIONS du CHAPITRE V

Rudites, arénites, lutites se distinguent non seulement par la taille mais aussi par la répartition, l'origine et l'histoire.

Les rudites se sont progressivement mises en place au Quaternaire, principalement en régime continental, pendant les régressions. Elles ont subi des déplacements mais jamais de brassages permettant une homogénéisation à grande échelle. Les éléments sensibles aux agents d'érosion, bons marqueurs géologiques, caractérisent des districts pétrographiques plus ou moins étendus au sein d'une province pétrographique à silex résultant avant tout de l'abondance régionale de ces matériaux. Ces caractères ont été peu modifiés par la dernière transgression. Actuellement, les apports grossiers sont presque nuls. Ces résultats peuvent se schématiser comme suit :



Province à silex (P),

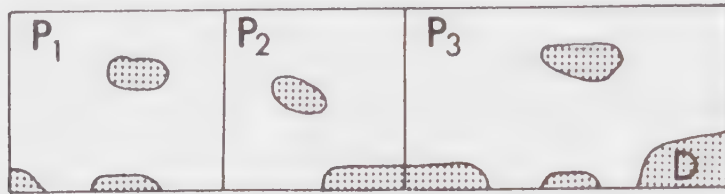
D = Districts pétrographiques à phyllades, granites à gros grain, calcaires ...

- mise en place antéflandrienne, principalement würmienne,
- retouches flandriennes.

Les arénites, au terme d'une longue histoire marquée par des phases alternativement régressives et transgressives (phase flandrienne comprise) présentent des caractères communs sur de grandes surfaces permettant de délimiter trois provinces minéralogiques (Baie de Seine, Manche centrale, zone intermédiaire au NE de Barfleur). Aujourd'hui, même près du rivage, le brassage par la mer est insuffisant pour homogénéiser les sédiments sableux sur de vastes étendues en effaçant toutes marques d'apports locaux. Par conséquent, le démantèlement de formations meubles donne naissance à des dépôts aux caractères originaux qui définissent des districts minéralogiques. Seuls les minéraux lamellaires intégrés aux suspensions sont largement dispersés. Ces conditions de sédimentation règnent vraisemblablement depuis que la mer a des contours voisins des rivages actuels (7 000 B.P. environ).

Par conséquent, pour la classe des arénites, la période marine flandrienne se traduit par :

- un polissage et une redistribution partielle de matériel ancien donnant naissance à des provinces minéralogiques dont les caractères sont constants sur de grandes étendues,
- la formation de nombreuses unités sédimentaires de petite dimension caractérisées chacune par un spectre minéralogique propre : districts minéralogiques. En schématisant on a :



P 1, P 2, P 3 : Provinces minéralogiques : matériel d'origine ancienne, mise en place définitive au cours du Flandrien,

D = Districts minéralogiques : origine flandrienne, surtout côtiers, matériel "neuf".

Les lutites ont des caractères constants sur de vastes surfaces (Baie de Seine, Manche centrale). Ces caractères représentent la résultante d'apports successifs et variés au cours du Quaternaire (voire du Tertiaire) et d'une homogénéisation en milieu marin. Actuellement, cette homogénéisation du matériel pélitique à l'échelle des provinces minéralogiques se poursuit grâce au brassage des suspensions et aux remaniements répétés des dépôts vaseux. Il n'y a donc pas de districts minéralogiques et le cortège argileux des sédiments fins est différent de celui des formations anciennes voisines. Ces résultats peuvent être schématisés comme suit :



P 1, P 2 = Provinces minéralogiques : - apports d'âge et de nature variés
- homogénéisation en milieu marin se réalisant encore actuellement.

CHAPITRE VI

LA FRACTION ORGANOGENE DES SEDIMENTS ET LEUR TENEUR EN CALCAIRE

Sommaire :

- 1 - COMPOSITION DE LA FRACTION ORGANOGENE : SES RAPPORTS AVEC
LE PEUPLEMENT DES FONDS
 - 11 - *Coquilles de Lamellibranches dans la fraction caillouteuse*
 - 12 - *Coquilles et débris coquilliers de Mollusques dans la fraction sablo-graveleuse*
 - 13 - *Fragments phycogènes*
 - 14 - *Autres constituants organogènes de la fraction sablo-graveleuse*
 - 2 - FRACTION CALCAIRE DES SEDIMENTS
 - 21 - *Carte de répartition*
 - 22 - *Répartition du calcaire : relations avec la granulométrie et les zones productrices de débris organogènes*
- RESUME ET CONCLUSIONS

La fraction organogène des sédiments est surtout composée de coquilles entières ou brisées, constituant localement des accumulations importantes. Elle contient également, en proportions variables selon les lieux, des branches de Lithothamnées (maërl), des pièces de Balanes, des débris d'Echinides et d'Ophiures, des fragments de Bryozoaires ou de tubes d'Annélides.

J'ai étudié l'origine de ce matériel à la lumière des nombreuses informations recueillies par dragages sur le peuplement actuel des fonds. Des zones productrices et des zones d'accumulation ont été mises en évidence.

1. COMPOSITION DE LA FRACTION ORGANOGENE: SES RAPPORTS AVEC LE PEUPLEMENT DES FONDS.

11 - COQUILLES DE LAMELLIBRANCHES DANS LA FRACTION CAILLOUTEUSE.

Les coquilles d'une taille supérieure à 2 cm sont parfois très abondantes dans le sédiment et lui confèrent un caractère coquillier marqué. La figure 57 en indique la répartition en proportions pondérales (par rapport au sédiment total). Exprimés en volume, les résultats seraient à multiplier par 2,5 environ, ce qui donnerait une meilleure idée de la nature coquillière des fonds considérés.

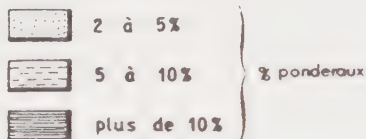
Les accumulations de coquilles se trouvent principalement sur la bordure orientale de la région étudiée et en Baie de Seine, au large de Saint-Vaast-la-Hougue d'une part, au N de Port-en-Bessin d'autre part. Elles sont également fréquentes sur les hautes plages où leur composition est calquée sur celle des peuplements de la zone intertidale : Mytilus edulis et Cerastoderma (Cardium) edule sont alors les espèces les plus souvent rencontrées.

Les amas coquilliers situés à une trentaine de milles au NE de Barfleur renferment en abondance des valves de Glycymeris glycymeris, Lamellibranche qui peuple les fonds de cette région. Ces coquilles sont accompagnées de valves de Chlamys opercularis, de Venerupis rhomboïdes, de Modiolus barbatus, de Chlamys varia. Parmi ces formes, certaines sont sur leurs lieux de vi-

(1) Je remercie Madame BOUCAUD et MM. Bazin, Bénard, Cléret, Le Gall, Turquier pour l'important travail de détermination qu'ils ont accompli. Tous les échantillons recueillis sont conservés au Laboratoire Maritime de Luc-sur-Mer, une liste des formes récoltées à chaque station a été établie.



Fig. 57. RÉPARTITION des COQUILLES dans la fraction grossière (> 2cm) des sédiments



LOCALISATION de QUELQUES GISEMENTS de BIVALVES

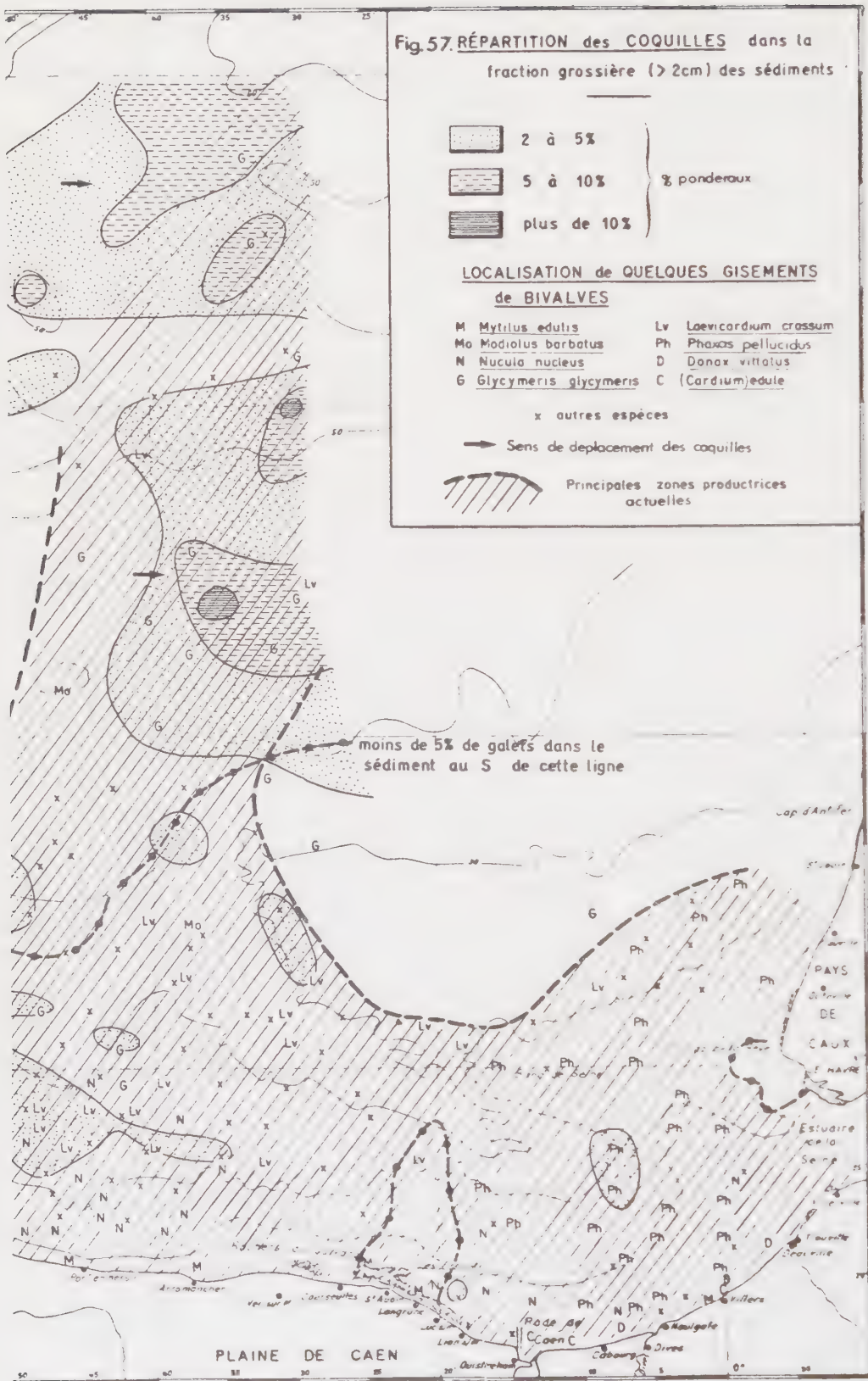
M	<u>Mytilus edulis</u>	Lv	<u>Laevicardium crassum</u>
Mo	<u>Modiolus barbatus</u>	Ph	<u>Phaxos pellucidus</u>
N	<u>Nucula nucleus</u>	D	<u>Donax vittatus</u>
G	<u>Glycymeris glycymeris</u>	C	<u>(Cardium) edule</u>

x autres espèces

→ Sens de déplacement des coquilles



Principales zones productrices actuelles



alors que d'autres proviennent des fonds caillouteux situés à l'Ouest. C'est en effet une région où les courants de flot s'amortissent après l'étranglement de la mer créé par la presqu'île du Cotentin. C'est donc à la fois une zone de production et d'accumulation.

En Baie de Seine, les courants sont généralement insuffisants pour transporter les grosses coquilles et une correspondance apparaît souvent entre les biocoenoses et les thanatocoenoses. Ainsi trouve-t-on des amas de valves de Mytilus edulis au voisinage des rochers littoraux sur lesquels ce Lamellibranche vit fixé. De même, dans la partie centrale de la baie, les fonds sablo-graveleux sont peuplés de Laevicardium crassum, Glycymeris glycymeris, Venerupis rhomboïdes, Spisula solida dont les valves sont fréquentes dans le sédiment (pl. XIV).

Cependant, les accumulations coquillières sont parfois importantes en dehors des gisements actuels de Mollusques (accumulations de la partie occidentale de la Baie de Seine au voisinage du méridien de Grandcamp notamment).

L'inventaire des valves présentes dans les amas coquilliers montre que le biotope actuel ne convient pas à certaines espèces rencontrées :

- des espèces de fonds rocheux comme Chlamys varia se trouvent dans des régions à dépôts sableux ou sablo-graveleux,
- des espèces se développant uniquement dans la zone intertidale comme Cerastoderma (Cardium) edule ont été rencontrées jusqu'à 20 m de profondeur (station 906 par exemple).

S'il est parfois possible d'envisager un transport par les courants actuels (région située à l'entrée de la Baie de Seine, au SE de Barfleur), ces derniers ne peuvent en aucun cas entraîner des coquilles de la zone intertidale vers le large. Pour des formes comme Cerastoderma (Cardium) edule recueillies à une vingtaine de mètres de profondeur, il s'agit vraisemblablement de coquilles anciennes provenant de gisements côtiers de la mer flamandienne en cours de transgression. Dans la plupart des cas, les exigences bathymétriques des espèces dont on rencontre les restes ne sont pas suffisamment précises pour formuler une telle hypothèse. Toutefois, il est probable que les amas coquilliers qui entrent actuellement dans la couverture de dépôts meubles représentent une production flamandienne à laquelle s'ajoutent même quelques débris plus anciens (normanniens) comme le prouve la présence de valves de Lamellibranches et de petits Gastéropodes dans certains poudingues à

ciment calcaire antéflandrien (p. 132, pl. IX, 4, 5, 6). De récentes datations par le radiocarbone viennent à l'appui de cette interprétation. Cinq sédiments coquilliers provenant des bancs sous-marins de la partie nord du Golfe normand-breton sont datés de $4\,590 \pm 140$ ans B.P. à $1\,300 \pm 90$ ans B.P. (Hommeril et Larsonneur, 1970 ; Delibrias et Hommeril, 1971). Ce sont là des âges "moyens" pour des débris coquilliers accumulés depuis l'avancée de la mer flandrienne et soumis à l'action destructrice des agents mécaniques, biologiques et physico-chimiques d'érosion.

Dans ces conditions, l'étude des biocoenoses actuelles est insuffisante pour interpréter les thanatocoenoses, les liaisons qui peuvent être mises en évidence traduisent avant tout une certaine permanence des biotopes dans le temps. Cette stabilité peut s'expliquer par les faibles variations du niveau marin et des conditions climatiques depuis sept millénaires environ (fig. 35).

12 - COQUILLES ET DEBRIS COQUILLIERS DE MOLLUSQUES DANS LA FRACTION SABLO-GRAVELEUSE.

La composition de la fraction sablo-graveleuse a été déterminée par comptages pour une cinquantaine d'échantillons répartis dans toute la région étudiée (p. 180). Les diagrammes établis pour chaque station sont portés sur les figures 43 et 44. Ils permettent d'apprécier l'importance relative et la répartition des coquilles entières ou brisées dans chaque tranche granulométrique. Cette répartition est assez uniforme étant donné l'abondance et la vaste distribution des Mollusques dans la région.

Dans certains cas, la fraction graveleuse contient de coquilles entières en grande quantité : *Phaxas pellucidus* dans la partie orientale de la Baie de Seine, *Donax vittatus* en bordure de la côte comprise entre Luc sur Mer et Trouville, *Nucula nucleus* sur les fonds de - 5 à - 25 m situés au large de Cherbourg, de Port-en-Bessin, d'Arromanches et d'Ouistreham (fig. 5). En général, ces coquilles se trouvent dans des régions aux courants modérés et leur dispersion est très faible par rapport aux biocoenoses actuelles. Sur les fonds grossiers de la Manche centrale, les espèces sont plus diversifiées (*Arca lactea*, *Venus ovata* et nombreux petits Gastéropodes : *Gibbula magus*, *Gibbula cineraria*, *Calliostoma zizyphinum*, *Trivia artica*, *Emarginula fissura*, *Calyptra chinensis*) mais elles sont représentées par un petit nombre d'individus. Les coquilles se maintiennent dans ces régions très agitées en se

logeant entre les cailloux.

Les constituants bioclastiques des sables ne sont généralement pas identifiables à l'exception des débris de certaines espèces, comme les moules, reconnaissables à leur teinte. Quoiqu'il en soit, ces éléments sont généralement en équilibre avec les conditions hydrodynamiques présentes et sont parfois accumulés loin de leur source. Ils sont abondants dans les sables grossiers des Bancs de Barfleur (stations 344 et 354 : fig. 43) et dans les sables fins de la Baie de Seine (fig. 43 et 44).

13 - FRAGMENTS PHYCOGENES.

Les fragments d'Algues calcaires n'ont pas la vaste répartition des débris coquilliers. On les rencontre au N de Cherbourg et surtout en Baie de Seine, à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue d'une part, au large de Port-en-Bessin d'autre part (fig. 58). Ils sont surtout abondants dans la fraction graveleuse et dans les sables grossiers (fig. 43 et 44). Ces éléments de forme arbusculaire se rapportent au genre Lithothamnium. Sur les côtes bretonnes où ils sont localement très florissants, ils constituent le maërl. Dans la région de Saint-Vaast-la-Hougue, les pêcheurs parlent de "petites croix".

En Baie de Seine, les débris d'Algues calcaires triés manuellement ne représentent jamais plus de 25 % de la fraction sablo-graveleuse comprise entre 1 et 20 mm (fig. 58). La proportion de maërl mort est toujours très élevée.

Des arbuscules vivants ont été recueillis entre - 20 et - 35 m (fig. 58). Ces profondeurs sont plus fortes que celles relevées devant les côtes armoricaines : - 7 et - 13 m dans la Baie de Saint-Brieuc (Beigbeder, 1964), 0 à - 17 m dans la Baie de Morlaix (Boillot, 1961 a et 1964), - 5 à - 20 m entre le Cotentin et l'Ile de Jersey (Hommeril, 1965 et 1967 a). Mais, d'après Mme P. Lemoine (1940), les Lithothamniées vivent jusqu'à - 43 m en Manche. Nous sommes encore loin cependant des profondeurs limites relevées dans certaines régions aux eaux très transparentes : - 156 m dans l'Océan Pacifique (Mme P. Lemoine, 1940), - 180 m en Mer Egée (Pérès, 1961).

Au N du Cotentin, les conditions semblent moins favorables aux Lithothamniées. On n'en trouve, en effet, que quelques branches disséminées dans les sables graveleux, entre Urville et l'Anse de la Mondrée, à une vingtaine de mètres de profondeur (fig. 58).

Les Algues calcaires ne se développent qu'en milieu moyennement agité, dans la région, les fonds à maërl se caractérisent par des courants de l'ordre de 2 noeuds en vive eau.

Localement, le sédiment renferme des formes noduleuses appelées oncolithes par P. Hommeril (1967). Ces derniers ont été trouvés aux stations 429, 430, 791, 803 et 916, c'est-à-dire sur le bord septentrional de la zone à dépôts phycogènes qui s'étend au large de Port-en-Bessin (fig. 58). C'est la partie la plus exposée aux courants du large; or, c'est dans une situation analogue que des nodules identiques ont été décrits en Baie de Saint-Brieuc (Beigbeder, 1964) et à l'W de Jersey (Hommeril, 1967 a). D'après les travaux de H. Huve (1956) en Méditerranée, la forme en boules de certaines Mélobésiées correspond à une adaptation de l'algue aux forts courants. Cette interprétation convient parfaitement aux observations faites en Manche sur les Lithothamniées.

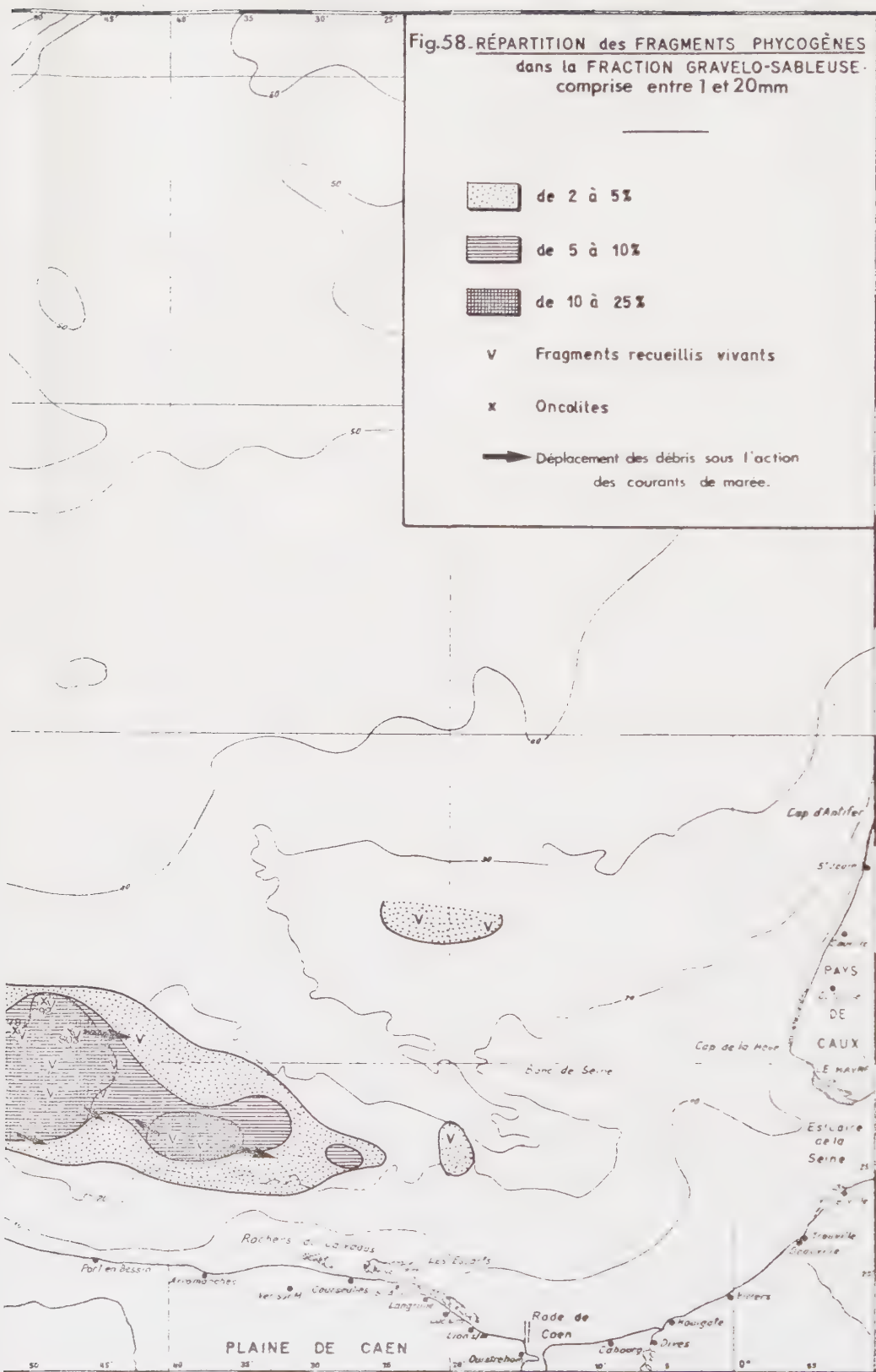
Actuellement, la dispersion par les courants paraît faible compte tenu de la localisation des stations où le maërl a été recueilli vivant. Les régions à dépôts phycogènes sont à la fois des zones de production et des zones d'accumulation.

14 - AUTRES CONSTITUANTS ORGANOGENES DE LA FRACTION SABLO- GRAVELEUS

Les pièces de Balanes sont surtout abondantes à la périphérie du Cotentin, principalement dans les sables grossiers qui constituent les Bancs de Barfleur et de la Hague (stations 344, 354 et 758 : fig. 43). Elles sont également présentes en Baie de Seine, au voisinage des rochers littoraux. C'est en effet la répartition des fonds rocheux et caillouteux où ces organismes vivent fixés qui détermine la distribution de leurs débris dans la couverture meuble. Une étroite correspondance s'établit entre la répartition des principaux gisements indiquée sur la figure 59 et les proportions de pièces de Balanes contenues dans les sédiments (figures 43 et 44).

Les fragments de Bryozoaires sont peu nombreux à l'exception d'une station située à une quinzaine de milles à l'E de Barfleur, caractérisée par la présence d'un sable à Cellaria (st. 411, fig. 59). Ce Bryzoaire, aux affinités atlantiques, joue un rôle sédimentaire important en Manche occidentale (L. Cabioch, 1961; Boillot, 1964) et il est intéressant de le retrouver en Baie de Seine, loin des régions où il est florissant, sans qu'aucun







jalons intermédiaires n'ait encore été trouvés. Ce développement très localisé implique l'existence d'un micromilieu favorable. D'après G. Boillot (1964), les Cellaria vivent dans des zones de forts courants assurant le renouvellement des eaux et la présence de fonds rocheux à caillouteux sur lesquels ils se fixent. Ces conditions sont réalisées au voisinage de la station 411, l'une des seules où le substratum rocheux affleure en Baie de Seine, mais d'autres facteurs écologiques doivent intervenir car les fonds "durs", fortement agités, sont très fréquents en Manche centrale sans qu'il y ait développement de Cellaria.

Les Ophiures ont une vaste répartition (fig. 59). Certaines sont adaptées aux fonds sableux (Ophiura texturata, Amphiura filiformis : pl. XIV, 2 et 6) mais les plus nombreuses (Ophiocomina nigra et surtout Ophiotrix fragilis) peuplent les fonds graveleux à caillouteux caractérisés par de forts courants. Elles vivent parfois accolées les unes aux autres, couvrant le sédiment (pl. XIII, 3), on en recueille alors de pleines dragues. Malgré cette abondance, le rôle sédimentaire des Ophiures est très subordonné. Leurs débris ne se trouvent en faibles proportions que dans la matrice sableuse des cailloutis et des graviers. Actuellement, les conditions ambiantes, principalement les violents courants, sont en effet défavorables à la conservation de ces fragiles éléments. Expérimentalement, J.P. Lefort (1970b) a montré que les spicules et les sclérites d'Ophiures sont les fragments organogènes les moins résistants au séjour dans l'eau de mer agitée (perte de poids de 50 % après six mois d'expérience).

Localement, les sédiments contiennent aussi des débris de tubes calcaires d'Annélides (encroûtements de Pomatoceros triqueter à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue : fig. 59) et des restes d'Oursins :

- tests, plaques et piquants de Psammechinus miliaris près des affleurements rocheux,
- tests d'Echinocyamus pusillus dans les sables graveleux de la Baie de Seine,
- plaques et soies d'Echinocardium cordatum dans les sables fins de la partie orientale de la Baie de Seine où cet Echinide irrégulier est largement réparti (fig. 59 et C. Péquignat, 1970).

Les Foraminifères ont été récemment étudiés en Baie de Seine par M. Moulinier (1967) (1). Ammonia beccarii et Quinqueloculina du groupe

(1) Cette étude a été réalisée à partir d'échantillons prélevés en 1966 lors d'une de mes missions à bord du "Gwalarn" en Baie de Seine.

semilunum sont les formes dominantes, ce qui s'accorde avec les résultats tenus par Y. Le Calvez et G. Boillot (1967) en Manche occidentale où ces espèces subissent une "influence orientale" et deviennent plus abondantes en progressant vers l'Est. Inversement, certaines espèces, florissantes à l'extrémité de la Manche, se raréfient progressivement vers l'Est. Cette évolution qui intéresse également la macrofaune (N. Holme, 1961 et 1966) est commandée par les propriétés physico-chimiques de l'eau de mer, en particulier par la température et la salinité qui décroissent d'Ouest en Est (Lumby, 1935; Dietrich, 1950). Les variations de salinité interviennent aussi dans les estuaires où les associations microfauniques se modifient par le développement d'espèces adaptées aux eaux saumâtres conformément aux observations de R. Mathieu (1966 et 1968) dans la Baie du Mont-Saint-Michel, de J. Le Gall (1970) dans la Baie des Veys.

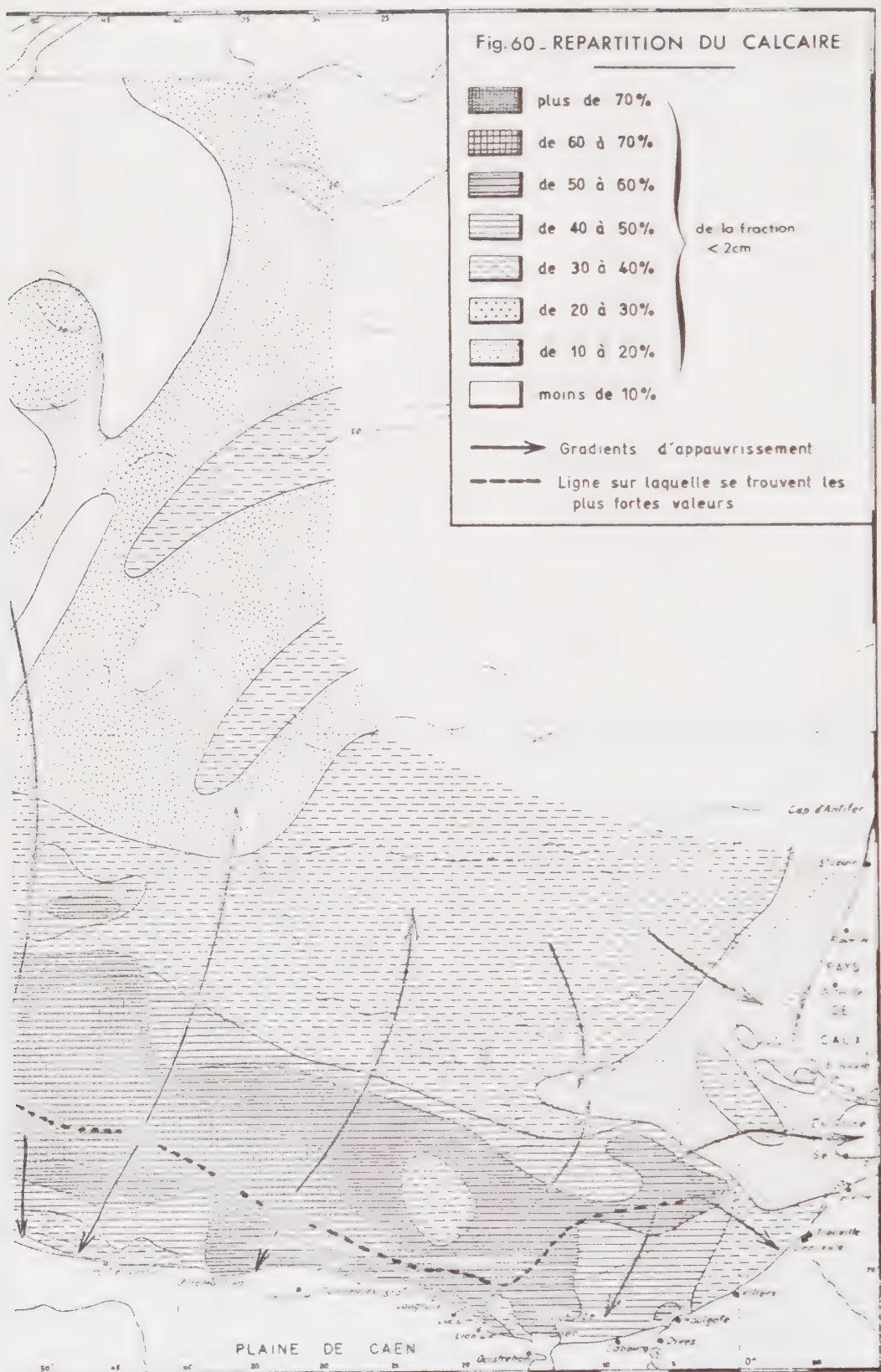
La comparaison des biocoenoses et des thanatocoenoses montre que certaines régions sont principalement des zones d'accumulation. Il en est ainsi de la partie occidentale de la Baie de Seine, au SW d'une ligne Poinville - Saire - Pointe de la Percée (fig. 59). Dans cette région, la rareté des Foraminifères vivants serait due à une agitation relativement forte des eaux (Moulinier, 1967). Mais une telle interprétation ne peut pas être retenue tant donné que les courants de marée et les houles sont au contraire plus développés dans cette partie occidentale de la Baie de Seine qu'au large des côtes du Calvados où les Foraminifères sont parfois nombreux. A la pauvreté de la microfaune à l'E du Cotentin, s'ajoute celle de la macrofaune (fig. 57 et 59). Il est possible que ces caractéristiques correspondent à de faibles disponibilités en matières nutritives. Il en va tout autrement à l'autre extrémité de la baie, à l'embouchure de la Seine, où les fonds également sableux sont richement peuplés (fig. 57 et 59).

2. FRACTION CALCAIRE DES SEDIMENTS.

Pour les sables fins, homogènes, et les sédiments vaseux, le pourcentage de calcaire a été déterminé à l'aide d'un calcimètre Bernard. Pour les sables moyens, les sables grossiers, les graviers et tous les échantillons hétérogènes, j'ai procédé par décalcification totale à l'acide chlorhydrique.



 Gradients d'appauvrissement
 Ligne sur laquelle se trouvent les plus fortes valeurs



légèrement dilué. La différence entre le poids de l'échantillon brut et le poids du résidu d'attaque permet de calculer la teneur en calcaire. Les valeurs annoncées représentent des pourcentages pondéraux établis sur la fraction inférieure à 2 cm (sédiment dépourvu de ses galets). En Baie de Seine, ces derniers sont rares (fig. 37) et les résultats s'appliquent généralement au sédiment total. Il n'en est pas de même en Manche centrale où la couverture meuble est riche en cailloux. En outre, les pourcentages obtenus après décalcification totale ou calcimétrie Bernard représentent à la fois le calcaire d'origine organogène et le calcaire d'origine terrigène. Mais ce dernier est généralement peu abondant (rarement plus de 5 % : fig. 43 et 44), sa répartition est étroitement liée à celle des affleurements et les résultats acquis se rapportent principalement à la fraction organogène des sédiments.

21 - CARTE DE REPARTITION (fig. 60).

Les dépôts les plus riches en calcaire occupent une région de 8 à 10 milles de large s'étendant de la région de Barfleur-Saint-Vaast la Hougue à la portion de côte du Calvados comprise entre Arromanches et Houlgate. Dans cette zone, les teneurs, partout supérieures à 50 %, atteignent localement 70 %. Il s'agit de dépôts sablo-graveleux où la fraction grossière est presque uniquement composée de coquilles entières ou brisées et de maërl.

A partir de la région où se trouvent les valeurs optimales, les teneurs en calcaire diminuent suivant deux directions opposées : d'une part vers le large et d'autre part vers la côte. Cependant, ces gradients d'appauvrissement n'ont pas partout la même netteté. Le gradient du large est perturbé dans la partie orientale de la Baie de Seine par le Banc de Seine qui constitue une édification sableuse très riche en quartz. Vers la côte, la diminution des teneurs en calcaire se suit nettement dans l'angle sud-ouest de la Baie de Seine, en particulier en direction de la Baie des Veys. Par contre, le gradient d'appauvrissement est très peu développé au large de Courseulles. Dans cette région, la ligne de valeurs optimales atteint presque la côte et les sables de la zone intertidale sont à dominante organogène ce qui est rare.

La fraction sablo-graveleuse des sédiments généralement grossiers de la Manche centrale est à dominante siliceuse. Les sédiments les plus riches en calcaire se trouvent au NW de Cherbourg et dans la Baie du Becquet. A partir de là, les teneurs diminuent vers le large.

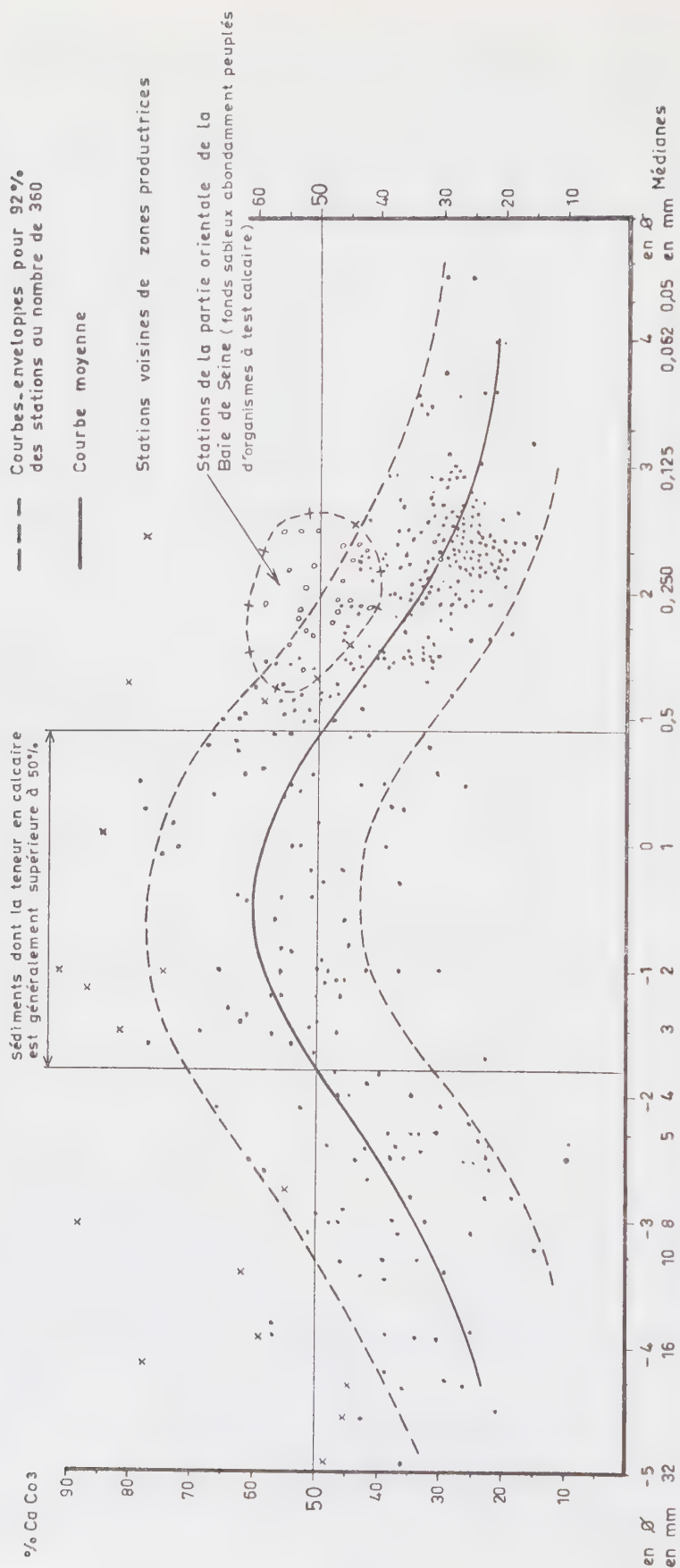


Fig. 61- Relation entre la teneur en calcaire des sédiments et leur médiane (PARTIE OCCIDENTALE DE LA BAIE DE SEINE)

Les bancs sableux de Barfleur et de la Hague, riches en débris organogènes, renferment de 60 à 70 % de calcaire.

22 - *REPARTITION DU CALCAIRE : relations avec la granulométrie des dépôts et les zones productrices de débris organogènes.*

Une relation entre la teneur en calcaire des sédiments et leur granulométrie apparaît dans la partie occidentale de la Baie de Seine où des dépôts de plus en plus grossiers (sédiments vaseux, sablons, sables fins, sables graveleux, graviers, cailloutis) se succèdent de la Baie des Veys vers le large, les sables graveleux étant les plus riches en calcaire. Pour étudier plus précisément cette relation, j'ai porté graphiquement la teneur en calcaire des échantillons en fonction de leur médiane (dimension du grain moyen de l'échantillon). La figure, obtenue pour 360 stations (fig. 61) situées dans une région limitée à l'Est par le méridien de Vierville-sur-Mer et au Nord par le parallèle de Barfleur, montre que les points s'ordonnent assez régulièrement. La courbe moyenne et les courbes enveloppes indiquent que :

- les sédiments dont la médiane est comprise entre 0,5 et 4 mm sont le plus souvent à dominante organogène,
- les sables fins contiennent généralement de 20 à 40 % de calcaire,
- les dépôts graveleux à caillouteux sont d'autant plus pauvres en calcaire qu'ils sont grossiers.

Parmi les points qui s'écartent notablement des courbes tracées (points indiqués d'une croix sur la figure 61), nombreux sont ceux qui correspondent à des échantillons prélevés au voisinage de stations productrices de débris organogènes : dépôts de sables coquilliers adjacents à des pointements rocheux couverts d'une faune fixée par exemple.

Les résultats obtenus dans la partie occidentale de la Baie de Seine se retrouvent en d'autres secteurs mais ils ne peuvent pas être généralisés à l'ensemble de la région étudiée. Dans l'angle sud-est de cette baie, les sables fins et les sables vaseux, peuplés de nombreux Lamellibranches et d'Oursins (fig. 57 et 59), contiennent de 40 à 55 % de calcaire (les points correspondants sont portés sur la figure 61). Au large de Cherbourg et au N du Banc de Seine, les sables graveleux sont à dominante siliceuse.

La carte de répartition du calcaire n'est pas non plus l'image exacte de la distribution actuelle des zones productrices de débris organogènes (fig. 57, 58 et 59). La liaison est parfois étroite (partie orientale et centrale de la Baie de Seine) mais certains fonds, pauvres en endofaune et en épifaune (Bancs de la Hague et de Barfleur, partie occidentale de la Baie de Seine), se caractérisent par des dépôts riches en calcaire. Inversement, en bordure de la côte nord du Cotentin, la fraction siliceuse domine dans les sédiments alors que la région est richement peuplée.

La répartition du calcaire dans les sédiments traduit en définitive la contamination plus ou moins accentuée d'un matériel terrigène par des débris organogènes. L'abondance relative de ces derniers dépend :

a) *de la répartition actuelle et surtout ancienne des biocoenoses.* C'est le facteur primordial et la relation parfois étroite entre peuplements actuels et thanatocoenoses implique une certaine permanence des biocoenoses et par conséquent des biotopes,

b) *de la granulométrie du sédiment.* Je montrerai en effet (chap.VIII) que le matériel organogène est surtout abondant entre 0,5 et 4 mm alors que dans la fraction terrigène un déficit existe entre 1 et 3 mm. Il en résulte que les dépôts de sables grossiers et de sables granuleux sont fréquemment à dominante organogène comme le sont ceux de la partie occidentale de la Baie de Seine (fig. 44 et 61),

c) *des conditions hydrodynamiques actuelles et passées.* On peut penser cependant que ces conditions se sont peu modifiées depuis le Flandrien moyen (période atlantique) étant donné les faibles variations du niveau marin depuis cette époque. Les courants transportent et répartissent une fraction plus ou moins importante de la production organogène en fonction de leur vitesse. En Manche centrale, c'est la presque totalité de cette production qui est entraînée et dispersée. En Baie de Seine par contre, une proportion élevée des débris reste généralement sur place (pl. XIV, par exemple).

RESUME et CONCLUSIONS du CHAPITRE VI

La fraction organogène des sédiments est surtout composée de coquilles entières ou brisées de Lamellibranches qui forment parfois des accumulations importantes : bordure orientale du périmètre étudié, régions si-

tuées au large de Saint-Vaast-la-Hougue et de Port-en-Bessin. S'y ajoutent des débris zoogènes divers, en proportions variées selon les secteurs : pièces de Balanes, fragments de Bryozoaires, d'Oursins, d'Ophiures, de tubes d'Annélides et Foraminifères. On trouve également des dépôts phycogènes, principalement en Baie de Seine, mais ils sont moins riches qu'en Manche occidentale. Cette fraction biogène des sédiments s'exprime quantitativement par leur teneur en calcaire.

Actuellement, les principales zones productrices de débris organogènes se répartissent de la manière suivante (fig. 57) :

- frange côtière au N du Cotentin,
- bordure orientale du périmètre étudié,
- rochers littoraux à l'E du Cotentin, Anse du Cul de Loup et Baie des Veys,
- parties centrale et orientale de la Baie de Seine.

Les fonds caillouteux de la Manche centrale qui ne supportent qu'une épifaune clairsemée, parfois inexistante (fig. 59), ne constituent pas une importante zone productrice de débris biogènes comme ceux de la Manche occidentale.

Soumis à l'action des courants, les fragments organogènes peuvent, selon leur taille, demeurer sur place ou être entraînés plus ou moins loin. Les principales zones d'accumulation se trouvent en Baie de Seine mais également :

- sur la bordure orientale de la région étudiée pour les coquilles entières ou peu fragmentées,
- sur les Bancs de Barfleur et de la Hague formés de sables grossiers coquilliers,
- sur le littoral du Nord-Cotentin où la fine mouture organogène constitue une partie des sables côtiers.

L'accumulation de débris organogènes dans les sédiments est le résultat de l'histoire flandrienne de la région au cours de laquelle les peuplements ont vraisemblablement subi des variations. Cependant, le niveau marin et les conditions climatiques n'ayant guère changé depuis l'époque atlantique, une certaine stabilité des biotopes et par conséquent des biocoenoses est concevable pour les derniers millénaires.

Enfin, les thanatocoenoses renferment généralement des fragments autochtones mêlés à des éléments allochtones, ou seulement des éléments allochtones (bancs sableux de la Hague et de Barfleur). Dans la région les courants de marée ne permettent pas la formation de thanatocoenoses uniquement constituées de fragments autochtones. Les débris associés proviennent parfois de biocoenoses différentes. Par exemple, dans certains mélanges, des espèces de milieu rocheux accompagnent des formes de fonds sableux. Ces débris peuvent être de même âge (éléments contemporains ou isochrones) ou d'âge différent (éléments anisochrones) ce qui est le plus fréquent (1).

Ces résultats font ressortir certaines difficultés de la Paléocéologie. En général, la disproportion est considérable entre la vitesse de sédimentation et la durée moyenne de vie des organismes. Dans une même strate la plupart des fossiles sont donc anisochrones, en ayant toutefois l'âge du dépôt au sens géologique (isochronie d'après G. Bignot, 1963). Une telle strate peut représenter plusieurs millénaires, durée suffisante pour concevoir de telles modifications entraînent l'accumulation de débris variés en un même lieu, à un même niveau.

-
- (1) Les qualificatifs utilisés (autochtones, allochtones, isochrones, contemporains) sont inspirés d'une mise au point de G. Bignot (1963) concernant les Foraminifères remaniés. Pour G. Bignot, des organismes isochrones ont l'âge du dépôt dans lequel ils se trouvent. Les organismes d'âge différent sont dits hétérochrones. Dans la région, ce dernier terme s'applique, par exemple, aux Alvéolines remaniées présentes dans les sédiments graveleux situés au NE de Barfleur (fig. 17). Parmi les organismes ayant l'âge du dépôt au sens géologique, certains sont effectivement contemporains, mais les plus nombreux ne sont pas de même âge (plusieurs millénaires, voire dizaines de millénaires de différence). Je propose de qualifier les premiers d'isochrones et les autres d'anisochrones.

CHAPITRE VII

LA CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS,

ZONEOGEOGRAPHIE ET FACIES SEDIMENTAIRES

Sommaire :

- 1 - CARTE SEDIMENTOLOGIQUE SOUS-MARINE DES COTES DE FRANCE
AU 1/100 000 : FEUILLE DE SAINT-VAAST-LA-HOUGUE,
 - 11 - Principes et méthodes cartographiques
 - 12 - Feuille de Saint-Vaast-la-Hougue.
 - 2 - CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS PAR ZONES SEDIMENTAIRES,
 - 21 - Principes de cartographie : définitions
 - 22 - Zonéogéographie sédimentaire dans le périmètre étudié.
 - 3 - FACIES SEDIMENTAIRES ET REPARTITION,
 - 31 - Désignation des faciès sédimentaires
 - 32 - Présentation et répartition des différents faciès
- RESUME et CONCLUSION.

Les cartes précédentes représentent la variation d'un seul caractère du sédiment (répartition des galets par exemple : fig. 37) : ce sont des cartes analytiques quantitatives. Il convient maintenant de regrouper les données pour établir des documents synthétiques permettant d'apprécier les principales caractéristiques des fonds sédimentaires étudiés. Deux procédés peuvent être utilisés :

- l'un consiste à porter les caractères analytiques des dépôts en utilisant différents figurés dont la superposition fait apparaître des unités sédimentaires variées : c'est le principe de la carte sédimentologique des côtes de France au 1/100 000,

- l'autre est basé sur la définition préalable de types de sédiments dont on cartographie la répartition : c'est le principe adopté par G. Boillot en Manche occidentale (1960 a, 1961 a et 1961 b, 1964), il introduit la notion de zone sédimentaire.

1-CARTE SEDIMENTOLOGIQUE SOUS-MARINE DES COTES DE FRANCE AU 1/100 000 : Feuille de Saint-Vaast-la-Hougue.

11 - PRINCIPES ET METHODES CARTOGRAPHIQUES (1).

La carte sédimentologique est un document descriptif qui rend compte de la nature du dépôt sous-marin à l'aide de figurés variés et colorés.

La granulométrie des sédiments et leur teneur en calcaire sont les bases fondamentales de la cartographie. Des indications sur le biofaciès

(1) Le principe de la cartographie des sédiments littoraux et pré-littoraux des côtes de France à l'échelle du 1/100 000 a été adopté en 1964 par MM. Dangeard, Guilcher et Boillot entourés de MM. Hinschberger, Hommeril, Pinot, Vanney et l'auteur. L'équipe ainsi constituée a élaboré les principes et les méthodes cartographiques qui ont conduit en 1968-1969 à la publication des cinq premières feuilles : Saint-Vaast-la-Hougue, Briquebec, Brest, Pont-Croix et Saint-Nazaire. On trouvera un résumé des réunions et essais préliminaires dans un travail de P. Hommeril (1967 b) consacré aux cartes du pré-littoral français et à un historique des procédés de cartographie des sédiments marins. La carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 a été présentée par A. Guilcher (1969 c) et L. Dangeard (1969). Diverses observations ont été faites après la publication des premières feuilles et une notice légèrement modifiée a été mise au point en 1969-1970 par l'équipe précédente jointe à une équipe du Bureau de Recherches Géologiques et Minières composée de MM. Scolari, Lhomer et Bouysse (Groupe de normalisation de la carte de nature des fonds, 1970).

sont portées accessoirement. Les caractères granulométriques sont représentés de façon analytique après avoir défini trois fractions dimensionnelles essentielles (cailloutis, graviers et sables, pélites) par rapport aux tailles limites 20 et 0,065 mm. Chaque fraction est ensuite subdivisée en catégories auxquelles un figuré est affecté.

Les cailloutis, représentés en rouge, se composent d'éléments supérieurs à 20 mm : galets et blocs, ces derniers étant peu nombreux. Ils sont cartographiés dès qu'ils constituent au moins 5 % de l'échantillon total. Jusqu'à 80 % le figuré choisi est associé à celui d'autres catégories. Au-dessus de cette teneur, les cailloutis sont seuls portés.

Les graviers et les sables, représentés en orangé, sont constitués d'éléments compris entre 0,065 et 20 mm. Trois classes ont été retenues :

- graviers de 20 à 2 mm,
- sables grossiers et moyens de 2 à 0,5 mm,
- sables fins de 0,5 à 0,065 mm (tamis à mailles carrées de 0,05 mm),

Les composants de ces trois classes se mélangent fréquemment, dans les sédiments et les catégories doivent être définies à l'aide d'un diagramme triangulaire (voir légende de la feuille de Saint-Vaast-la-Hougue : carte hors texte). Pour cette région et après plusieurs essais, j'ai adopté des subdivisions basées sur la teneur en graviers de la fraction sablo-graveleuse (SG). Les cinq catégories suivantes ont été retenues :

- gravier (S1) : plus de 60 % de graviers dans SG,
- gravier sableux (S2) : de 40 à 60 % de graviers dans SG,
- sable graveleux (S3) : de 20 à 40 % de graviers dans SG,
- sable grossier (S4) : moins de 20 % de graviers dans SG, sables grossiers ou moyens dominants,
- sable fin (S5) : moins de 20 % de graviers dans SG, sables fins dominants.

Les pélites ou lutites, représentées en vert émeraude, forment la fraction inférieure à 0,065 mm. Elles sont cartographiées lorsqu'elles constituent au moins 5 % de l'échantillon. Jusqu'à 80 %, le figuré s'associe à celui des autres catégories. Au-dessus de 80 %, les pélites sont seules portées sur la carte ce qui est exceptionnel en Manche.

Remarque :

Les graviers ont été précédemment étudiés avec les rudites alors qu'ils sont associés aux sables pour la cartographie. Dans la fraction terrigène, la coupure à 2 mm est importante car elle correspond approximativement à la limite entre les fragments de roche et les particules minérales. Cette coupure se trouve en outre dans une tranche granulométrique mal repré-

sentée dans la nature (fig. 77 et 78). Par contre, la coupure à 2 mm est sans signification pour le matériel organogène, tant en ce qui concerne la répartition dimensionnelle des éléments (fig. 77) qu'en ce qui concerne leurs propriétés hydrodynamiques. Comme la cartographie s'adresse à la totalité du sédiment, il est difficile de trouver des limites satisfaisantes à tous égards. La coupure à 20 mm permet de séparer une fraction essentiellement terrigène et une fraction composée d'un mélange de débris organogènes et terrigènes pour laquelle l'utilisation d'une terminologie courante, associant sables et graviers, est possible (voir ci-dessus les désignations de S1 à S5).

La teneur en calcaire, représentée en ocre jaune, s'applique aux fractions inférieures à 20 mm. Les teneurs inférieures à 10 % ne sont pas portées. Au-dessus, des subdivisions à 30, 50 et 70 % sont adoptées. Le figuré choisi est d'intensité croissante et il se superpose à ceux de la granulométrie.

Les coquilles, souvent entières, de la fraction supérieure à 20 mm sont représentées par un figuré spécial lorsqu'elles forment plus de 2 % du sédiment total. *Les débris phycogènes* de la fraction sablo-graveleuse qui confèrent au sédiment une originalité d'aspect et de nature sont également représentés en surcharge.

La superposition des divers figurés donne une image de l'aspect des fonds. Elle permet aussi de déceler les principales unités sédimentaires et d'en apprécier les relations.

12 - FEUILLE DE SAINT-VAAST-LA-HOUGUE (carte hors texte).

Elle couvre environ le sixième de la région étudiée, au contact de la Manche centrale et de la Baie de Seine. C'est précisément cette situation géographique privilégiée qui a guidé notre choix pour la publication d'une première feuille. Les autres coupures au 1/100 000 de la région paraîtront dans un proche avenir : Cherbourg, Carentan, Caen et Le Havre.

La notice explicative donne les principales caractéristiques de la région intéressée. Elle apporte également une description des fonds rocheux et de la couverture de dépôts meubles. Il est cependant nécessaire d'ajouter quelques remarques.

a) Quelques caractères faunistiques, d'intérêt sédimentologique, ont été mentionnés sur la carte à l'aide de symboles. Ces indications concernent des organismes encroûtants, fixés sur des galets (Hermelles : Sabellaria sp. et Serpulidés : Pomatoceros triqueter) ou des formes productrices de débris calcaires abondants (Moules, Modioles, Coques).

b) La carte proposée résulte de l'analyse d'environ 500 échantillons recueillis en dragage ou dans la zone intertidale. L'emplacement de ces prélèvements est indiqué sur la figure 5 qui montre en outre les limites de la feuille de Saint-Vaast-la-Hougue. De plus, sur le littoral barfleuraux, j'ai utilisé les nombreux résultats acquis par P. Hommeril (1967 a). Les contours ont été tracés à l'aide d'un fond topographique très précis (fig. 11) et des bandes de sondages relevées lors des différentes sorties en mer.

c) Quelle est la valeur de cette cartographie dans le temps ? Le document proposé ne donne-t-il qu'une image fugitive de la répartition des dépôts meubles ?

La distribution actuelle des sédiments représente un état d'équilibre entre les facteurs hydrodynamiques en présence et les matériaux disponibles sur le fond sous-marin. Cet équilibre s'est progressivement réalisé au cours du Flandrien et la feuille de Saint-Vaast-la-Hougue permet d'en saisir les grandes lignes au contact de la Baie de Seine et de la Manche centrale :

- sédiments à granulométrie décroissante du Nord au Sud,
- présence de bancs sableux portant des dunes hydrauliques au large de Barfléur,
- couverture sédimentaire mince et variée en bordure de la côte granitique, dans une région accidentée de nombreux écueils,
- dépôts coquilliers à l'E et au S de la Pointe de Saire,
- sables fins au SE de Saint-Vaast-la-Hougue.

Ce schéma est en rapport direct avec les conditions hydrodynamiques ambiantes principalement déterminées par les caractères morphologiques littoraux et sous-marins de la région. Tant que ces derniers ne se modifient pas, le modèle sédimentaire ne change pas, il est stable à l'échelle humaine. Il est probable, toutefois, que de légères modifications se produisent à la suite de fortes tempêtes ou de grandes marées, mais elles sont difficiles à mettre en évidence. Pour apprécier de tels changements, il faudrait opérer dans une région peu étendue, répéter les prélèvements de nombreuses fois en fonction de l'importance des marées et de l'état de la mer, disposer d'un système de radionavigation très précis (Toran par exemple). Il s'agirait alors de recherches d'un tout autre ordre, inconcevables sur de grandes surfaces, nécessitant sans doute, comme base de départ, l'existence de cartes plus générales, à petite échelle, du type carte au 1/100 000, pour la bonne compréhension des phénomènes dynamiques de la sédimentation.

d) La carte est complétée par des photographies sous-marines (1) donnant l'image concrète du fond et permettant de déceler des figures de surface associées aux différents dépôts (pl. X à XV).

2. CARTOGRAPHIE DES DEPOTS MEUBLES PAR ZONES SEDIMENTAIRES.

Les zones sédimentaires désignent des surfaces sous-marines caractérisées par un type de sédiment. La définition de ces types est basée sur des critères génétiques, granulométriques, physico-chimiques. Les cartes de zones sédimentaires sont donc des documents synthétiques permettant de suivre la variation horizontale des dépôts et de mettre en évidence des séries sédimentaires complètes ou réduites dont la mise en place résulte des conditions hydrodynamiques ambiantes et du matériel disponible régionalement.

21 - PRINCIPES DE CARTOGRAPHIE : DEFINITIONS.

La proportion de calcaire, essentiellement d'origine organique, permet de distinguer :

- *des sédiments terrigènes* (fraction terrigène dominante : moins de 50 % de calcaire),
- *des sédiments organogènes* (fraction organogène dominante : plus de 50 % de calcaire).

Les sédiments terrigènes sont subdivisés d'après leurs caractères granulométriques qui déterminent leurs propriétés physiques (Bourcart, 1941). Pour les sédiments organogènes, l'origine animale ou végétale des débris permet de séparer les dépôts zoogènes des dépôts phytogènes (dans le cas d'une accumulation de fragments d'Algues calcaires, les sédiments sont qualifiés de phycogènes).

Les vases, dont les constituants sont en grande partie d'origine continentale y compris une fraction de leur calcaire, pourraient être rangées dans les sédiments terrigènes. Mais la teneur en calcaire (en l'occurrence inférieure à 50 %) n'est pas un caractère fondamental de ces dépôts qui

(1) La figure 5 donne la localisation des stations où les photographies sous-marines ont été réalisées.

se définissent par leurs propriétés d'ensemble (Debyser, 1961). Il est donc préférable de les considérer à part. Il est bien évident qu'il existe des dépôts intermédiaires entre sables et vases : c'est la proportion de lutites qui sert à les distinguer.

211 - Les sédiments terrigènes.

a) Zone sédimentaire I : CAILLOUTIS (1).

Dépôts contenant plus de 50 % (2) de galets quels que soient leur nature et leur degré d'usure. Deux sous-zones sont définies en fonction du pourcentage de galets :

- sous-zone Ia = cailloutis purs : plus de 70 % de galets,
- sous-zone Ib = cailloutis graveleux ou sablo-graveleux : 50 à 70 % de galets. La fraction non caillouteuse est formée de graviers ou d'un mélange de sables et de graviers en proportions variables. Il est rare que les graviers soient absents.

b) Zone sédimentaire II : GRAVIERS

Dépôts contenant moins de cailloux que de sables et de graviers ($C < S + G$), moins de 50 % de calcaire dans la fraction sablo-graveleuse et moins de 50 % de sable, d'où une médiane supérieure à 2 mm. La proportion de galets permet de distinguer deux sous-zones :

- sous-zone IIa = graviers caillouteux : plus de 15 % de galets,
- sous-zone IIb = graviers siliceux : moins de 15 % de galets.

c) Zone sédimentaire V : SABLES TERRIGENES.

Dépôts contenant moins de 50 % de calcaire dans la fraction sablo-graveleuse et moins de 5 % de lutites. Les constituants inférieurs à 2 mm sont dominants d'où une médiane inférieure à cette dimension. Plusieurs sous-zones sont définies en fonction de la granulométrie des sables et de la teneur en cailloux ou en graviers :

- sous-zone Va = sables caillouteux : 15 à 50 % d'éléments supérieurs à 2 mm, cailloux plus nombreux que les graviers,
- sous-zone Vb = sables graveleux : 15 à 50 % d'éléments supérieurs à 2 mm, graviers plus nombreux que les cailloux.

(1) G. Boillot (1964) distinguait les zones sédimentaires du large (Zone I, II et III, c'est-à-dire les cailloutis résiduels, les graviers résiduels, les sédiments zoogènes) et les zones sédimentaires peu profondes (zones IV et V, c'est-à-dire les sédiments phycogènes et les sédiments détritiques littoraux). Cette distinction assez imprécise est inapplicable dans le périmètre étudié où des sédiments appartenant aux zones I, II et III se trouvent jusqu'au rivage et des dépôts phycogènes jusqu'à - 35 m (zone IV). J'ai donc adopté une subdivision fondamentale basée sur la teneur en calcaire mais, pour éviter toutes confusions, j'ai conservé la nomenclature de G. Boillot en la complétant. De la sorte, la zone V est définie avant les zones III et IV.

(2) Tous les pourcentages indiqués sont des pourcentages pondéraux.

Les sédiments des trois sous-zones suivantes renferment moins de 15 % de particules supérieures à 2 mm et moins de 5 % de lutites (particules inférieures à 0,065 mm). Elles sont définies d'après la fraction granulométrique dominante :

- sous-zone Vc = sables quartzeux moyens ou grossiers : fraction comprise entre 0,5 et 2 mm dominante,
- sous-zone Vd = sables quartzeux fins : fraction comprise entre 0,2 et 0,5 mm dominante,
- sous-zone Ve = sablons quartzeux : fraction comprise entre 0,065 et 0,2 mm dominante.

212 - Les sédiments organogènes.

a) Zone sédimentaire III : SEDIMENTS ZOOGENES.

Dépôts contenant plus de 50 % de calcaire et moins de 50 % de galets dans la fraction sablo-graveleuse. Les sous-zones sont définies en fonction de la granulométrie :

- sous-zone IIIa = sédiments zoogènes caillouteux : 15 à 50 % de cailloux
- sous-zone IIIb = sédiments zoogènes graveleux : moins de 15 % de cailloux mais plus de 15 % de particules supérieures à 2 mm. J'ai subdivisé cette sous-zone en deux, en fonction de la valeur de la médiane :
 - . sous-zone IIIb1 = graviers zoogènes : médiane supérieure à 2 mm,
 - . sous-zone IIIb2 = sables zoogènes graveleux : médiane inférieure à 2 mm.

Les sédiments des sous-zones IIIc, IIId et IIIe contiennent moins de 15 % de particules supérieures à 2 mm. Elles sont définies d'après l'indice de dispersion et la médiane :

- sous-zone IIIc = sables zoogènes hétérogènes : indice de dispersion $\sigma_{68} = \frac{P84 - P16}{2}$ supérieur à 1,
- sous-zone IIId = sables zoogènes moyens ou grossiers et homogènes : indice de dispersion σ_{68} inférieur à 1, médiane supérieure à 0,5 mm,
- sous-zone IIIe = sables zoogènes fins et homogènes : indice de dispersion σ_{68} inférieur à 1, médiane inférieure à 0,5 mm.

b) zone sédimentaire IV : SEDIMENTS PHYCOGENES.

Dépôts contenant plus de 50 % de calcaire et plus de 20 % de débris phycogènes. Ces sédiments sont particulièrement abondants entre le Cotentin et les Iles anglo-normandes où P. Hommeril (1967a) a défini quatre sous-zones en fonction du pourcentage de débris d'Algues :

- sous-zone IVa = maërl pur : 70 à 100 % de fragments phycogènes,
- sous-zone IVb = maërl sableux : 50 à 70 % de fragments phycogènes,
- sous-zone IVc = sable phycogène : 35 à 50 % de fragments phycogènes,
- sous-zone IVd = sable à débris phycogènes : 20 à 35 % de fragments phycogènes.

213 - *Les sédiments vaseux : zone sédimentaire VI.*

Dépôts cohésifs renfermant plus de 5 % de lutites et riches en matière organique. Leurs propriétés physico-chimiques et leur contenu biologique permettent de les distinguer des autres sédiments. J'ai défini trois sous-zones en fonction de la teneur en particules fines qui détermine les propriétés physiques des dépôts pélitiques notamment leur rigidité (Francis-Boeuf, 1937; Romanovsky, 1948; Migniot, Larsonneur et Dangeard, 1968; Migniot, 1968) :

- sous-zone VIa = sables vaseux : de 5 à 25 % de lutites,
- sous-zone VIb = vases sableuses : de 25 à 75 % de lutites,
- sous-zone VIc = vases pures : plus de 75 % de lutites.

22 - *ZONEOGEOGRAPHIE SEDIMENTAIRE DANS LE PERIMETRE ETUDIE*
(fig. 62, 63 et 64).

La figure 62 donne la répartition des zones et sous-zones sédimentaires caractérisées par les types de sédiments définis ci-dessus. Pour mentionner les fonds rocheux et préciser la cartographie très changeante à la périphérie du Cotentin, j'ai établi deux cartes de détail (fig. 63 et 64).

221 - *Surfaces couvertes par les différentes zones et sous-zones sédimentaires (tableau 11).*

Ce tableau fait ressortir l'inégalité des surfaces couvertes par les sous-zones sédimentaires. Quelques-unes ne sont même pas représentées dans la région :

- sous-zones IVa, IVb et IVc concernant les sédiments phycogènes,
- sous-zones Vc : sables quartzeux moyens et grossiers.

La sous-zone Va (sables caillouteux) n'apparaît que très localement sur les hautes plages. Les surfaces couvertes sont trop faibles pour être cartographiées aux échelles choisies.

Zones	Sous-zones	Surfaces en km ² - total par zone	
I	Ia	4 600	} 6 100
	Ib	1 500	
II	IIa	960	} 1 500
	IIb	540	
III	IIIa	50	} 1 315
	IIIb1	160	
	IIIb2	780	
	IIIc	60	
	IIId	65	
	IIIe	200	
IV	IVd	60	60
V	Vb	1 200	} 1 940
	Vd	600	
	Ve	140	
VI	VIa	120	} 160
	VIb	} 40	
	VIc		
		Total:	11 075

TABLEAU 11 = SURFACES COUVERTES PAR LES DIFFERENTES SOUS-ZONES SEDIMENTAIRES DANS LE PERIMETRE ETUDIE.

222 - *Schéma général de répartition des zones sédimentaires.*

Les grandes lignes de cette répartition se lisent clairement sur la figure 62. Les cailloutis, devenant graveleux vers l'Est, caractérisent les fonds de la Manche centrale. Par contre, la Baie de Seine est en grande partie occupée par des sédiments terrigènes (sables graveleux : Vb, sables quartzeux fins : Vd et sablons quartzeux : Ve) et par des sédiments organogènes couvrant une large bande au SW de la paléovallée de la Seine, entre Saint-Vaast-Hougue et les Rochers du Calvados (graviers zoogènes : IIIb1, sables zoogènes graveleux : IIIb2, sables zoogènes hétérogènes : IIIc, sables zoogènes homogènes fins : IIIe et sables à débris phycogènes : IVd principalement). A l'ENE de Barfleur, la région intermédiaire entre la Baie de Seine et la Manche centrale est occupée par des dépôts graveleux faisant transition entre sédiments sableux et cailloutis.

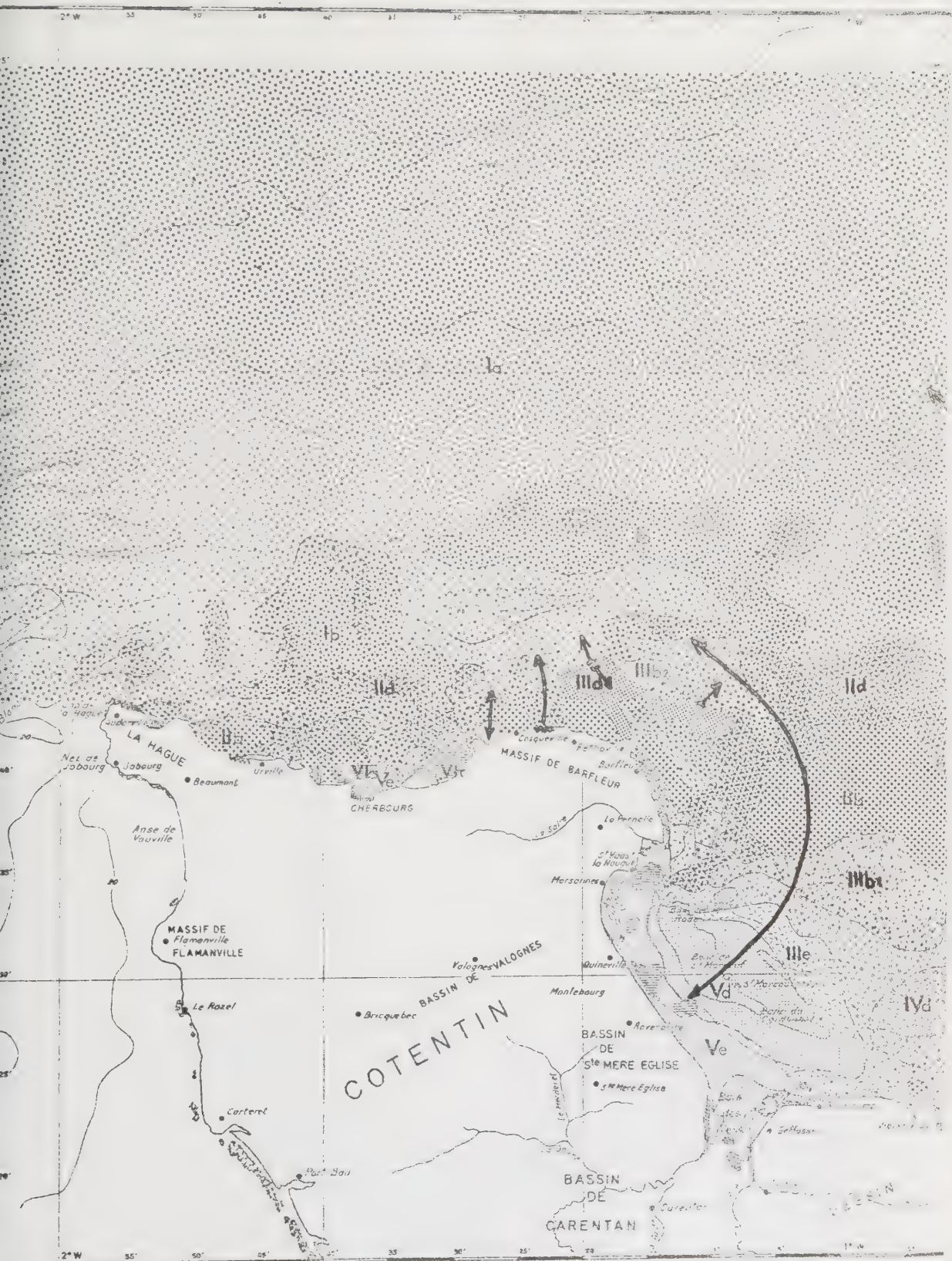
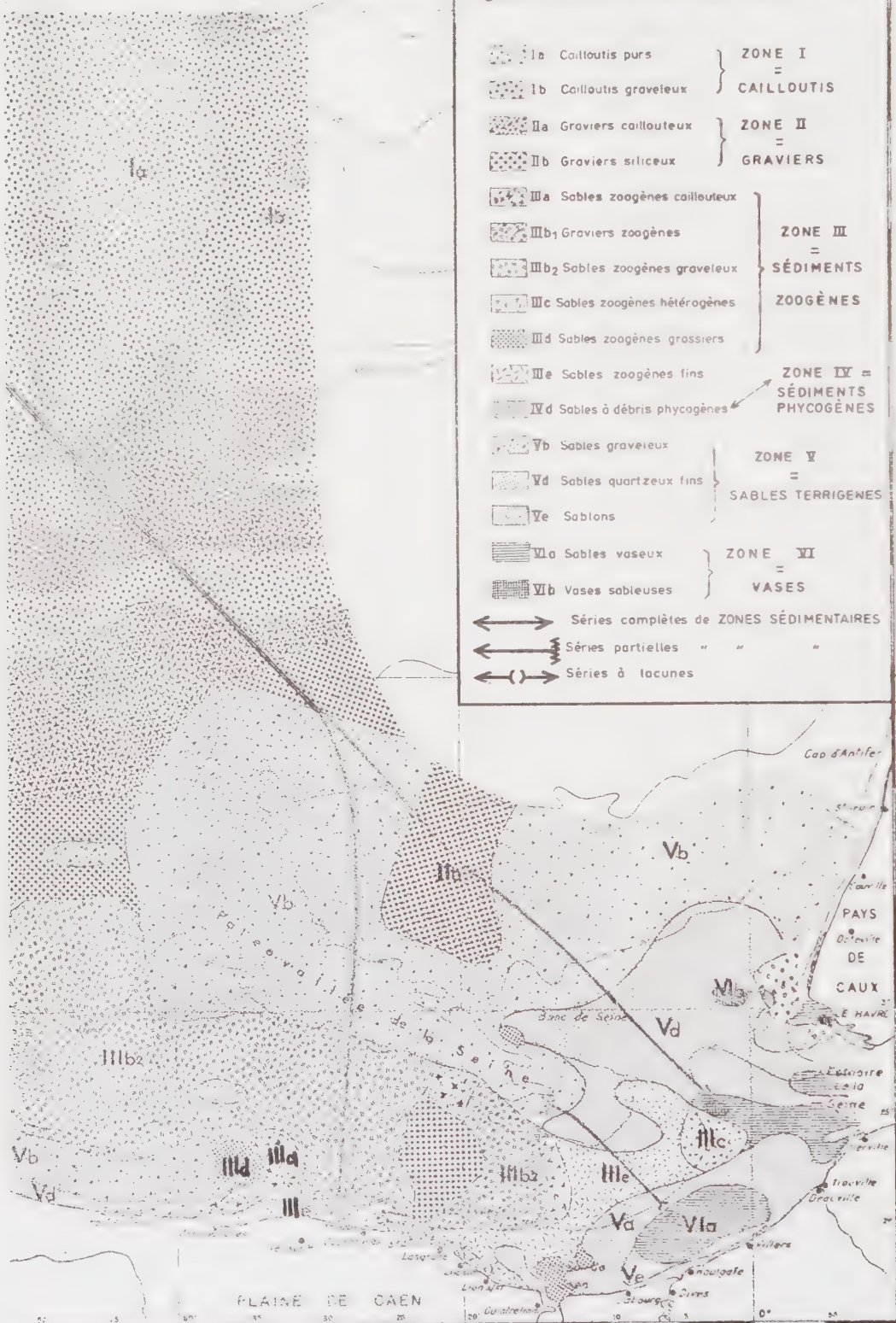
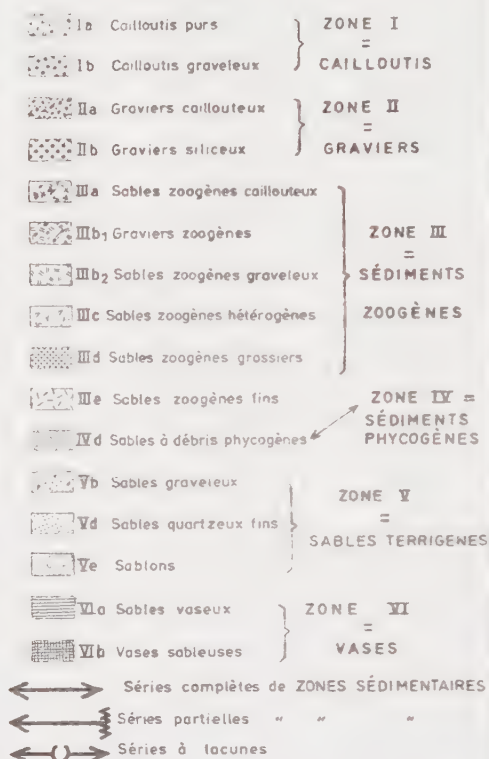


Fig. 62. RÉPARTITION des SÉDIMENTS





R		Fond rocheux	III b		Sédiments zoogé graveleux
Ia		Cailloutis purs	Vb		Sables graveleux
Ib		Cailloutis graveleux	Vd		Sables quartzeux
			Ve		Sablons
IIa		Gravier caillouteux	VI a		Sables vaseux
IIb		Gravier	VI b		Vases sableux
		ZONE I = CAILLOUTIS			
		ZONE II = GRAVIERS			



es : ZONE III =
SÉDIMENTS ZOOGÈNES

fins } ZONE V
= SABLES TERRIGÈNES

} ZONE VI
= VASES

Fig. 63

RÉPARTITION des SÉDIMENTS
au LARGE de CHERBOURG,
par ZONES SÉDIMENTAIRES



COTENTIN

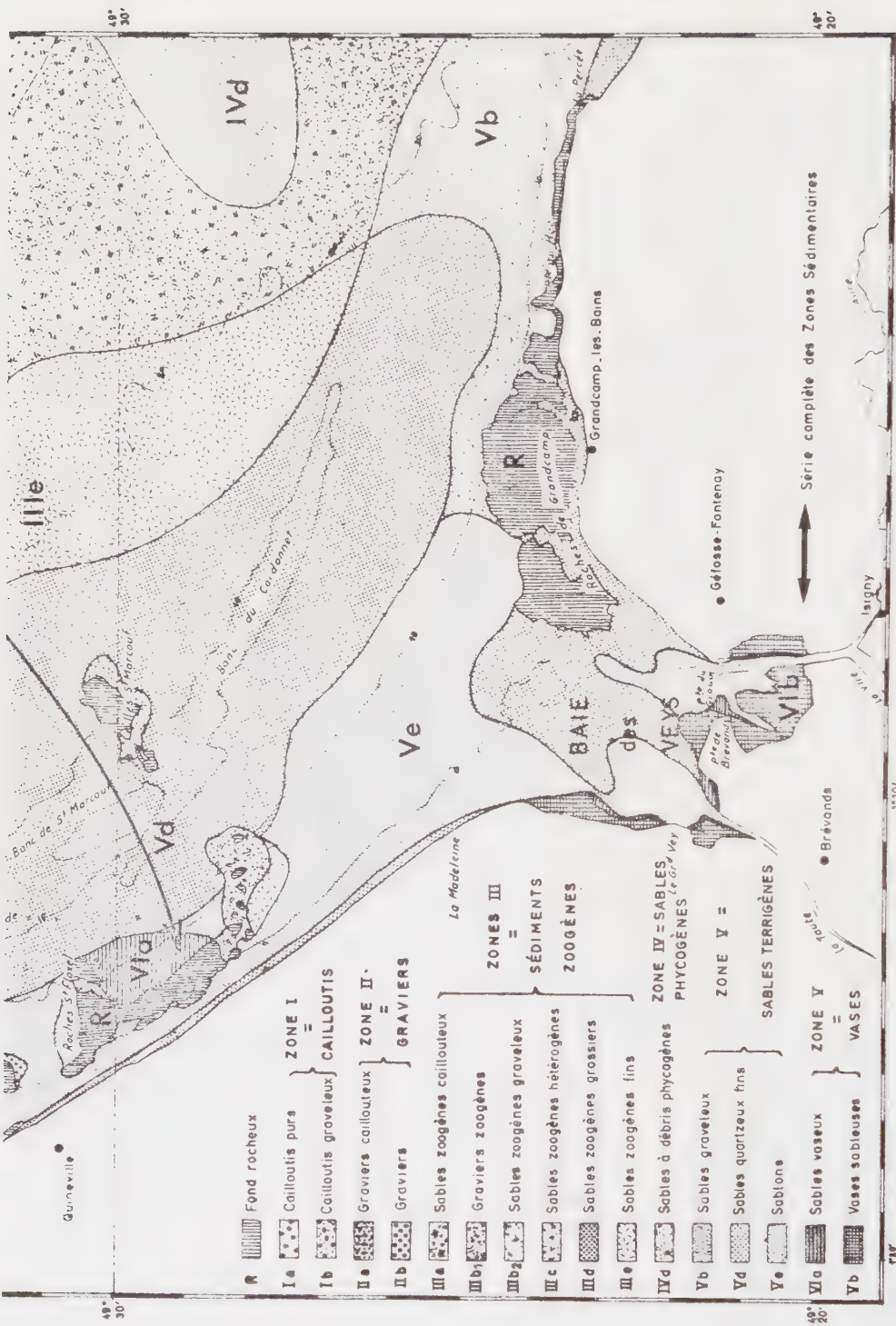


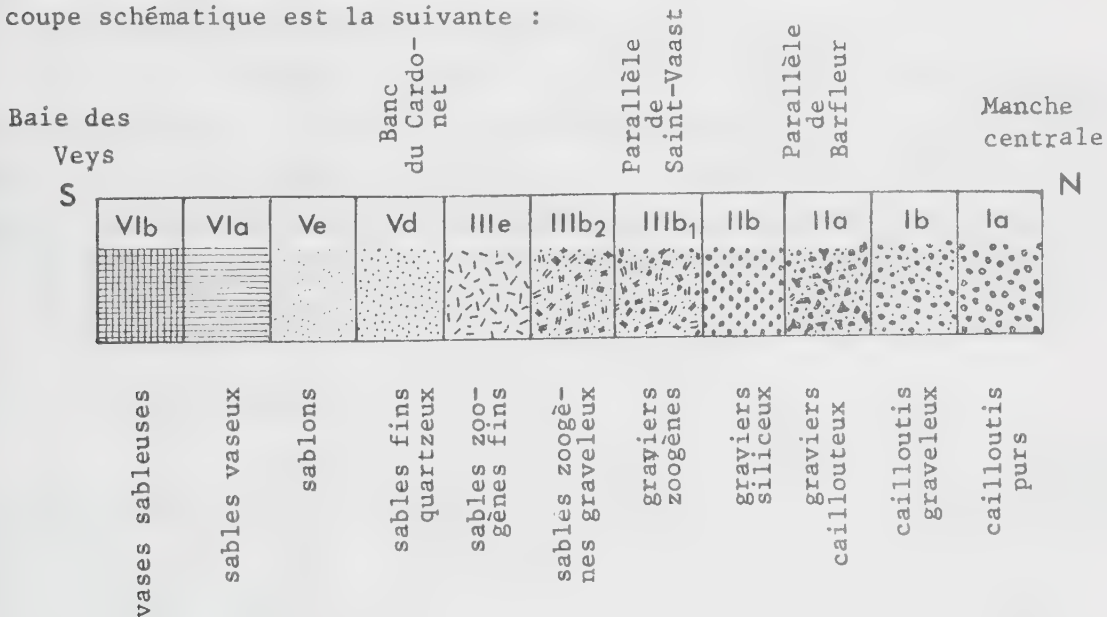
Fig. 64 - RÉPARTITION des SÉDIMENTS
par ZONES SÉDIMENTAIRES

Ce schéma général se complique en bordure de côte en liaison avec les caractères morphologiques particuliers : affleurements rocheux, irrégularité de la ligne de rivage. Au N du Cotentin, des sédiments terrigènes fins (sables fins et sablons quartzeux : Vd et Ve) et même des dépôts vaseux apparaissent dans les parties du littoral abritées des houles et des courants : Anse Saint-Martin, Rade de Cherbourg, Baie du Becquet, Anse de la Mondrée. On trouve également des dépôts fins aux deux extrémités de la Baie de Seine et dans les estuaires.

223 - Relations entre zones et sous-zones sédimentaires.

a) SERIES SEDIMENTAIRES COMPLETES.

a1) Dans la partie occidentale de la Baie de Seine, la plupart des sous-zones sédimentaires définies ci-dessus s'ordonnent assez régulièrement de la côte Est du Cotentin vers le large en étant approximativement centrées sur la Rade de Saint-Vaast-la-Hougue (fig. 64). De la Baie des Veys, vers les Nord, la coupe schématique est la suivante :



Localement on trouve aussi des sables zoogènes caillouteux (IIIa), des sables zoogènes hétérogènes (IIIc), des sables phycogènes (IVd) et des sables graveleux (Vb).

Cette succession constitue une série complète de zones sédimentaires dont la mise en place résulte de :

- l'influence croissante des courants de marée dont la vitesse augmente de la côte vers le large (fig. 2 et 79).

- l'abondance du matériel organogène dans la région,
- la répartition dimensionnelle des éléments terrigènes (distribution bimodale avec tranche granulométrique comprise entre 1 et 3 mm déficitaire) et des débris organogènes (distribution unimodale avec fréquences élevées entre 0,5 et 4 mm) : voir chap. 8, fig. 77 et 78.

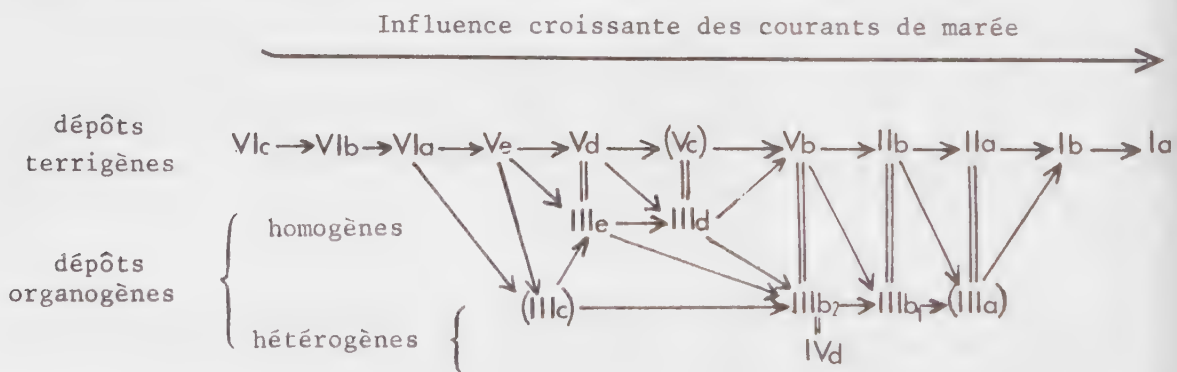
Les houles qui n'interviennent que sur une étroite bande côtière ne jouent, en l'occurrence, qu'un rôle secondaire.

a2) Des rives de la Seine à la Manche centrale se développe une autre série complète de sous-zones sédimentaires comportant les termes suivants (fig. 62)

VIc - VIb - VIa - Ve - Vd - mélanges - IIb - IIa - Ib - Ia (1)
(Vb)

Liée à la diminution progressive de la vitesse des courants de marée de l'embouchure de la Seine vers le Nord-Ouest, cette succession diffère de la précédente par l'absence de dépôts organogènes.

Les deux exemples précédents montrent que les séries sédimentaires complètes comportent ou non des sédiments organogènes. Ces derniers sont présents dans les régions où le matériel bioclastique est suffisamment abondant pour être dominant. En admettant des correspondances granulométriques entre les sédiments terrigènes et les sédiments organogènes, il est possible de connaître les différents termes susceptibles de former des séries sédimentaires complètes à l'aide de la représentation schématique suivante :



Remarques :

- les doubles traits indiquent les correspondances granulométriques entre les sédiments terrigènes et les sédiments organogènes. Un terme organo

(1) Les sables quartzeux moyens à grossiers (Vc) ne sont pas représentés dans la région en raison d'un déficit de matériel quartzeux à ces dimensions.

gène peut alors remplacer totalement ou partiellement un terme terrigène dans les séries naturelles, par exemple : série Ve $\rightarrow$ IIIe $\rightarrow$ III b2 ou série Ve $\rightarrow$ Vd $\rightarrow$ IIIe $\rightarrow$ IIIb2.

- les termes entre parenthèses sont rares ou absents dans la région étudiée,
- les flèches indiquent les successions possibles dans les séries complètes, certains termes pouvant être remplacés par leurs équivalents granulométriques, par exemple : série VIc, VIb, VIa, Ve, IIIe, IIIb2, IIIb1, IIa, Ib, Ia.
- l'accumulation sur place de coquilles entières ou peu fragmentées donne naissance à des sédiments zoogènes graveleux (IIIb) là où les sables zoogènes homogènes grossiers (III d) pourraient prendre place. Il est donc fréquent de passer des sables zoogènes fins (IIIe) aux sables zoogènes graveleux (III b2). Les sables zoogènes grossiers caractérisent certains bancs sableux soumis à des courants assez forts (Bancs de Barfleur, par exemple), ils ne contiennent généralement pas d'endofaune.

Le schéma proposé permet de relever les successions complètes et les lacunes de sous-zones sédimentaires mettant en évidence des séries réduites.

b) SERIES SEDIMENTAIRES INCOMPLETES OU REDUITES.

Ces séries sont fréquentes et correspondent au non dépôt de certains sédiments. Elles pourraient être qualifiées de "rabougries" par analogies avec les séquences de faciès définies par A. Bersier (1958). D'après l'emplacement des termes sédimentaires manquants (aux extrémités des séries ou à l'intérieur de celles-ci) j'ai distingué des séries partielles et des séries à lacunes.

b1) Séries partielles.

L'un des meilleurs exemples apparaît dans la partie centrale de la Baie de Seine, au voisinage du méridien de Courseulles (fig. 62). Partant de la Manche centrale et en faisant abstraction des perturbations locales dues aux rochers pré littoraux (Rochers du Calvados), les sous-zones suivantes se succèdent :

Ia - Ib - IIa - IIb (parfois absente) - Vb - IIIb2 - IIIe - § (le signe § indique l'emplacement des termes manquants).

Cette série partielle peut s'expliquer par la présence de courants de marée encore assez forts à proximité du rivage (près de 2 noeuds en vive-eau : fig. 79). Tout se passe comme si la côte n'était pas suffisamment en retrait pour que se déposent les termes manquants de la série (sablon et sédi-

ments vaseux) que l'on trouve aux deux extrémités de la baie. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que le littoral de cette région soit particulièrement soumis aux actions érosives de la mer. La présence de sédiments organogènes (IIIe) sur les plages mérite aussi d'être soulignée.

Quelques séries partielles existent également au N du Cotentin (fig. 63). La lacune porte sur les sédiments vaseux, parfois même sur les sables, voire les graviers. Au voisinage des caps, les dépôts graveleux, localement caillouteux atteignent le rivage bordé de platiers rocheux. Les séries sont du type : Ia - Ib - IIa - IIb - §, ou Ia - Ib - §.

b2) Séries à lacunes

Les lacunes de dépôts sont dues à des variations brusques et non graduelles de la vitesse des courants de marée dans un secteur donné. On passe alors sans transition d'une zone sédimentaire à une autre.

De telles séries existent au N du Cotentin, à la faveur des abris créés par les irrégularités du littoral : Anse Saint-Martin, Rade de Cherbourg, Baie du Becquet, Anse de la Mondrée. En général, la succession de dépôts caillouteux et graveleux (Ia - Ib - IIa - IIb), parfois perturbée par des affleurements rocheux passe à des sédiments fins (sablon : Ve et vases : VI). La lacune porte donc sur les sables graveleux et sur les sables fins. En résumé la série est la suivante (fig. 63) :

Ia - Ib - IIa - IIb - § - (Vb) - Ve - VIa - (VIb)

- . Le terme (Vb) n'est présent qu'au large de la Baie du Becquet,
- . Le terme (VIb) n'apparaît que dans la Rade de Cherbourg.

Les Bancs de Barfleur et de la Hague (fig. 62 et 64) sont formés de sables zoogènes grossiers (IIIId) et de sables zoogènes graveleux (IIIb2). Ces formations résultent d'une dynamique particulière, très localisée, liée au cadre morphologique de telle sorte que les dépôts organogènes passent sans terme de transition aux cailloutis ou aux graviers. Les successions sont du type :

Ia (parfois Ib et IIa) - § - IIIb2 ou IIIId

Dans la partie orientale de la Baie de Seine (fig. 62), la sédimentation est fortement influencée par le régime hydrodynamique de l'estuaire et localement, pendant les périodes de calme hydraulique, des eaux turbides se décantent dans des zones caractérisées par des dépôts de sables fins. Il est donc fréquent de trouver des sédiments vaseux (VIa à VIb) au contact de sables

quartzeux fins (Vd), les sablons (Ve) étant absents.

3. FACIES SEDIMENTAIRES ET REPARTITION

Dans chaque zone sédimentaire, les sédiments ont par définition des propriétés communes, mais la forme et surtout la nature des constituants varient. Il est donc possible de subdiviser les zones sédimentaires et de distinguer des unités élémentaires caractérisées par le faciès particulier de leurs dépôts.

Le faciès dans sa conception originelle (Gressly, 1838; Walther, 1893 et 1894, in J. Aubouin, 1960) est l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'une roche sédimentaire. Il s'agit des caractéristiques primaires, acquises lors du dépôt, par conséquent, il est possible d'appliquer cette notion aux sédiments en apportant toutefois quelques précisions au sujet du biofaciès.

Dans sa conception géologique, le biofaciès désigne le contenu organique d'une roche sédimentaire (1). Il correspond généralement à la fossilisation d'éléments autochtones et allochtones, anisochrones, parfois hétérochrones (p. 230), ayant donc appartenu à plusieurs biocoenoses. Pour se rapprocher le plus possible de la conception géologique, il convient, dans le cas des sédiments actuels, de tenir compte à la fois :

- du contenu organogène des dépôts formé de restes d'organismes souvent autochtones et allochtones, anisochrones pour la plupart,
- des organismes vivants susceptibles d'être fossilisés (organismes à test ou à "squelette" calcaire de l'épifaune ou de l'endofaune).

Dans ces conditions, le biofaciès donne des informations écologiques relatives au lieu de dépôt et à son environnement pour une durée généralement longue (essentiellement pour la période flamandienne dans la région). Il n'est pas nécessairement représentatif d'un biotope précis.

D'autre part, le lithofaciès des sédiments ne dépend pas uniquement du lithotype actuel fortement influencé par les courants de marée et l'environnement géologique. Nous avons vu que les dépôts sont profondément marqués (associations pétrographiques et minéralogiques, genèse et façonnement des maté-

(1) En écologie, le biofaciès désigne une association faunistique adaptée à un biotope précis, la signification est donc différente de celle que l'on retient en Géologie. Toutes les espèces d'une association faunistique ne sont pas susceptibles d'être fossilisées et les thanatocoenoses renferment généralement des restes de plusieurs biocoenoses.

riaux) par les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation contemporains des périodes régressives et froides du Quaternaire.

31 - DESIGNATION DES FACIES SEDIMENTAIRES.

Les faciès ont été définis à partir des résultats analytiques exposés ci-dessus, complétés de photographies sous-marines.

La nomenclature adoptée, basée sur celle des sous-zones sédimentaires, répond aux principes suivants :

a) - Lorsqu'un constituant est largement dominant dans un dépôt, il est indiqué en utilisant la préposition de : cailloutis de silex, cailloutis graveleux de phyllades, par exemple.

b) - Les composants lithoclastiques non dominants (1), permettant de caractériser les différents dépôts sont mentionnés en étant précédés de la préposition à : gravier caillouteux à silicifications et calcaires bathoniens, sable quartzeux à glauconie, par exemple.

c) - Les sédiments terrigènes (dépôts des zones I, II et V) sont qualifiés de :

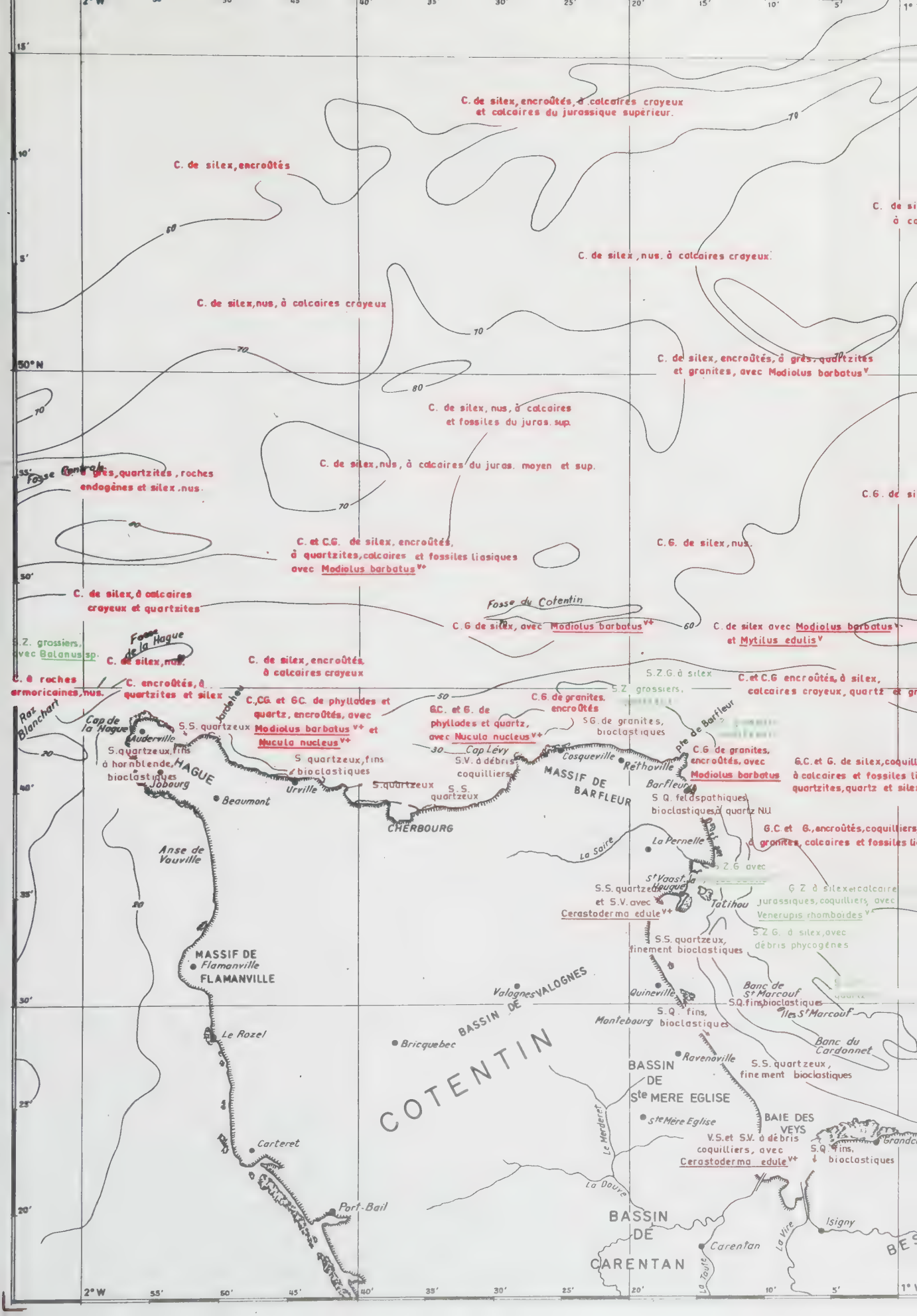
- coquilliers lorsqu'ils contiennent plus de 5 % de coquilles entières ou peu fragmentées,
- lumachelliques lorsque ces coquilles appartiennent à la même espèce,
- bioclastiques lorsqu'ils renferment une mouture organogène représentant 20 à 50 % de la fraction sablo-graveleuse.

Au-dessous de ces teneurs, la présence d'éléments organogènes est indiquée par la mention - avec coquilles de - ou - avec débris coquilliers. Cette dernière expression est également utilisée pour désigner la fraction biogène nettement reconnaissable des sédiments vaseux (zone VI).

Remarque :

Par définition, les sédiments organogènes sont principalement formés de débris coquilliers de telle sorte que le qualificatif bioclastique qu'ils pourraient recevoir n'a pas besoin d'être utilisé, je l'ai donc réservé aux sédiments terrigènes renfermant une proportion importante de fragments biogènes.

(1) Je propose l'emploi de l'adjectif lithoclastique pour caractériser les dépôts détritiques formés de fragments brisés de roches ou de minéraux. L'adjectif bioclastique se rapporte au contraire aux dépôts détritiques formés de fragments brisés d'organismes.



Par contre, les termes coquillier et lumachellique qui précisent la nature d'une partie de la fraction organogène d'après les définitions indiquées ci-dessus ont été employés pour qualifier certains dépôts organogènes : sables zoogènes graveleux, coquilliers, par exemple.

d) - Les sédiments organogènes, riches en quartz, sont qualifiés de quartzeux. Les autres composants lithoclastiques de ces dépôts sont indiqués en étant précédés de la préposition à : graviers zoogènes à calcaires bathoniens, par exemple.

e) - Les dépôts caillouteux ou graveleux sont dits encroûtés lorsque les galets et les graviers sont couverts d'une épifaune composée de Balanes, de Serpules (Pomatoceros triqueter en général), d'Hermelles (Sabellaria spinulosa), de Bryozoaires, d'Hydrides ou d'Eponges. La nature de l'encroûtement est précisée là où il est caractérisé par une espèce dominante : cailloutis de silex, encroûtés de Sabellaria spinulosa, par exemple.

f) - Les organismes vivants susceptibles d'être fossilisés ou les restes de ces organismes, abondants et caractéristiques de certains dépôts sont mentionnés en étant précédés de la préposition avec : cailloutis graveleux de silex, coquilliers, avec Glycymeris glycymeris v+; sables quartzeux fins, bioclastiques, avec Echinocardium cordatum v+ et Phaxas pellucidus v+, par exemple.

- Les symboles v et + signifient respectivement vivant et mort.

32 - PRESENTATION ET REPARTITION DES DIFFERENTS FACIES

(pl. X à XV; fig. 65 et 66).

Les principaux types de faciès décelés dans la région ont été photographiés à l'aide de la benne photographique décrite et schématisée ci-dessus (p. 16) : planches XI à XV. La planche X montre en outre des fonds rocheux localement recouverts d'une mince pellicule de débris coquilliers.

En plus des renseignements relatifs au biofaciès et au lithofaciès, les documents photographiques donnent des informations sur les figures de surface :

- empreintes de poissons posés sur la vase (pl. XV, 5),
- orifices de terriers de Lamellibranches (pl. XIII, 6) et de Crustacés (Upogebia deltaura : pl. XV, 5 et 6),
- rides de courant variées, souvent déformées (pl. XIII, 4, 5, 6; XIV, 3, 5 et 6; XV, 1, 2 et 3) et autres figures de courant (pl. XIII, 6; XIV, 3).

Remarque :

Dans certains cas, il est clair que les rides photographiées sont dues au courant qui régnait au moment de la prise de vue (pl. XIII, 4 et 5). Sur ces clichés pris en mortes-eaux, à une quinzaine de kilomètres à l' ESE de Barfleur, dans une région intermédiaire entre les fonds graveleux et les fonds de sables fins, l'orientation et la dissymétrie des rides sont en effet en parfait accord avec le sens du courant indiqué par des colonies rameuses d'Hydriaires. Dans ces mêmes régions, les courants peuvent dépasser 2 noeuds, à certaines heures de la marée, en vives-eaux (1) et il est probable que le sable se déplace alors en nappe sur le fond graveleux qui tend à être mis à nu. Par contre, sur d'autres clichés (notamment ceux de l'angle sud-ouest de la Baie de Seine : pl. XV, 1 par exemple) les rides déformées ne résultent pas des conditions hydrodynamiques du moment. Peut-être s'étaient-elles formées quelques jours auparavant, en périodes de vives-eaux. A titre indicatif, à quelques kilomètres au NW de Grandcamp, la vitesse maximum des courants de marée varie de 0,7 à 1,3 noeud en passant des mortes-eaux aux vives-eaux.

A l'échelle régionale, la variété des faciès rend difficile leur représentation cartographique. J'ai donc choisi de les désigner par écrit sur cartes en ne retenant que ceux qui ont une certaine extension spatiale. La figure 65 donne la répartition des principaux faciès pour l'ensemble du périmètre étudié, la figure 66 reprend en détail la bordure nord du Cotentin, plus complexe en raison des nombreux pointements rocheux.

Les faciès les plus fréquents sont les suivants :

en Manche centrale :

- cailloutis de roches armoricaines (encroûtés ou nus) : pl. XI, 1 et 2,
- cailloutis et cailloutis graveleux de silex, encroûtés (ou nus), à calcaires crayeux : pl. XI, 3 et 5,
- cailloutis graveleux de silex, encroûtés, coquilliers, avec Glycymeris glycymeris v+,
- cailloutis graveleux ou graviers de phyllades briovériens, encroûtés : pl. XIII, 2,

en Baie de Seine :

- graviers caillouteux de silex, encroûtés, à calcaires crayeux et débris coquilliers : pl. XII, 1 et 3,
- graviers lumachelliques : pl. XII, 4 et 5
- graviers de silex, coquilliers, à silicifications bathoniennes : pl. XIII, 6,
- graviers zoogènes, à silex, silicifications et calcaires bathoniens : pl. XIII, 4,
- sables zoogènes graveleux à silicifications et calcaires bathoniens, avec Laevicardium crassum v + : pl. XIII, 6,

(1) Les vitesses des courants de marée en vives-eaux sont presque le double de celles que l'on relève en mortes-eaux. Ces vitesses réduites facilitent la mise en oeuvre du matériel photographique et assurent de meilleurs résultats, c'est pourquoi nous avons toujours opéré pendant des phases de mortes-eaux.

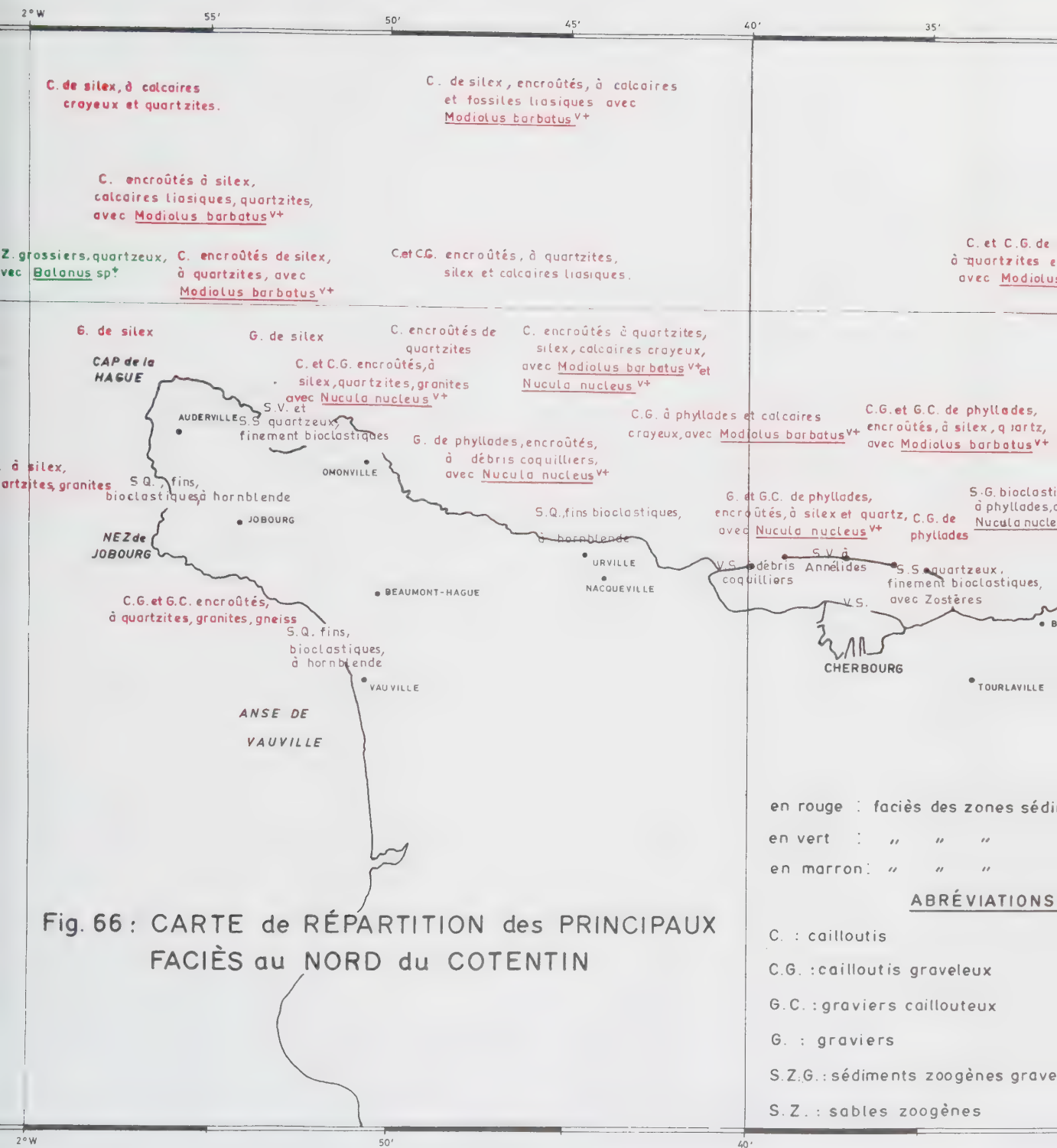
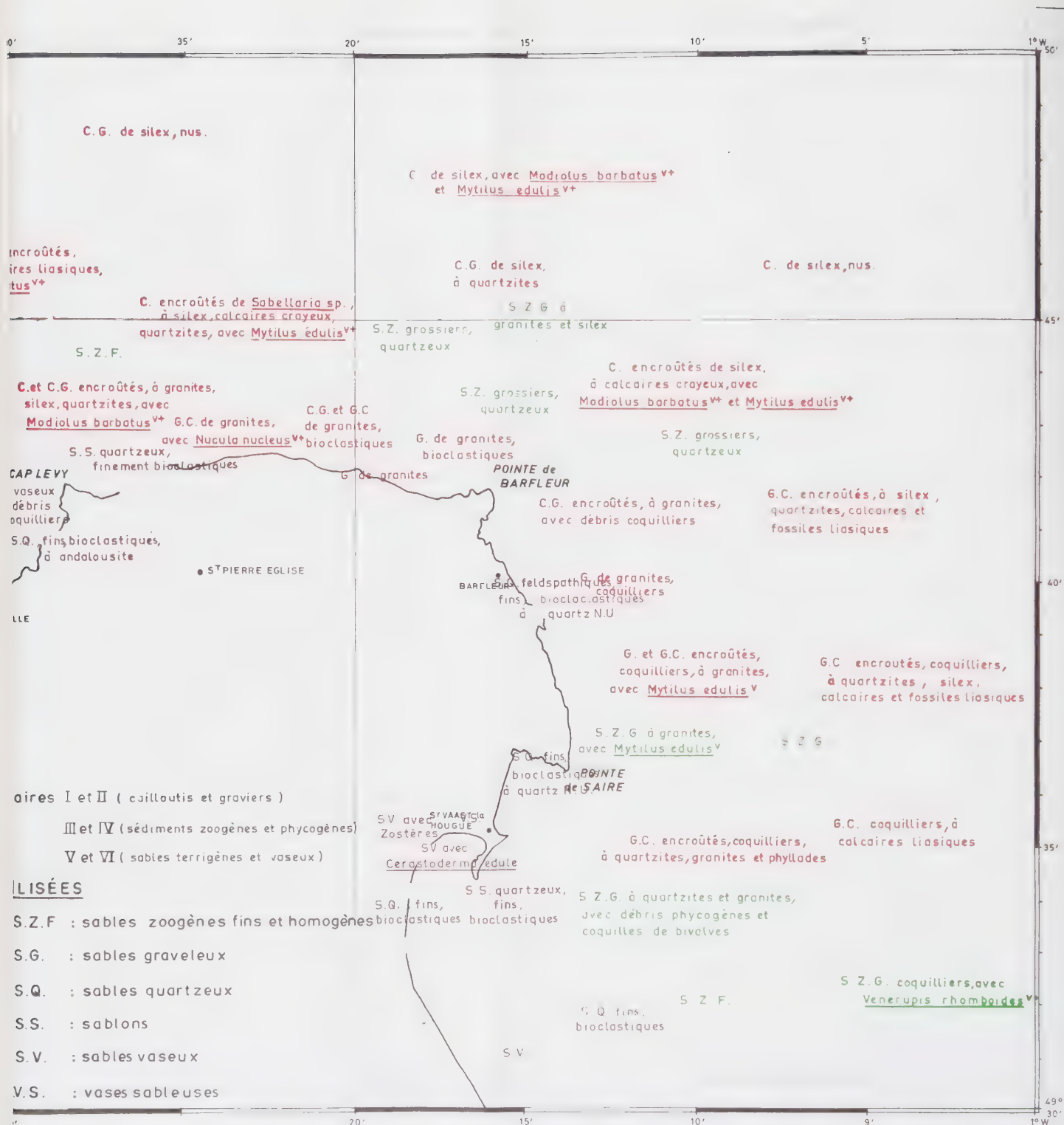


Fig. 66 : CARTE de RÉPARTITION des PRINCIPAUX FACIÈS au NORD du COTENTIN



- sables graveleux bioclastiques à silex avec Laevicardium crassum +v : pl. XIV, 1, 2 et 3,
- sables quartzeux fins, bioclastiques, avec Echinocardium cordatum v+ : pl. XIV, 6 et XIV, 1,
- sables zoogènes, fins, quartzeux : pl. XV, 2.

RESUME ET CONCLUSION DU CHAPITRE 7.

La carte sédimentologique sous-marine au 1/100 000 (feuille de Saint-Vaast-la-Hougue) qui rassemble de nombreux résultats analytiques permet de déterminer les caractéristiques essentielles des dépôts superficiels et de suivre leur répartition en fonction des facteurs hydrodynamiques. Elle fournit également des informations sur la génèse des sédiments en donnant la distribution du calcaire dont l'origine est principalement biologique.

La définition de types de sédiments mène à une cartographie synthétique par zones et sous-zones sédimentaires. Ces dernières s'ordonnent parfois en séries complètes en fonction de la modification graduelle de la vitesse des courants de marée. Le non dépôt de certains termes sédimentaires entraîne la formation de séries réduites :

- séries partielles dans le cas d'une forte agitation des eaux jusqu'à la côte interdisant toute sédimentation fine,
- séries à lacunes dans le cas d'une variation brusque de la vitesse des courants de marée.

Le faciès, caractérisé par le contenu lithologique et organique des dépôts, parfois par des figures de surface grâce aux photographies sous-marines, représente l'unité sédimentaire élémentaire ou, ce que certains auteurs appellent le "paysage simple" ou le "paysage unitaire". Pour D. Nalivkin (1956), un ensemble de faciès qui passent graduellement de l'un à l'autre et qui constituent un paysage géographique d'assez grande extension forme une servie : un lac par exemple. Une nimie est un ensemble de servies entrant dans un cadre géographique très large et les nimies se groupent en formation. D'après ces définitions, je considère que la Baie de Seine qui représente une unité géographique et sédimentologique est une servie. La nimie à laquelle elle se rattache dépasse le cadre de la région étudiée, c'est probablement la Manche. Il en résulte que les zones et les sous-zones sédimentaires constituées de faciès voisins correspondent à des subdivisions de la servie.

CHAPITRE VIII

LES CARACTERES GRANULOMETRIQUES
DES SEDIMENTS

Sommaire :

1 - GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS ENTIERS

11 - Paramètres utilisés

12 - Principaux caractères granulométriques par sous-zones sédimentaires

13 - Répartition des médianes

14 - Relation entre la moyenne et l'indice de dispersion

2 - CARACTERES GRANULOMETRIQUES COMPARES DE LA FRACTION
SILICEUSE ET DE LA FRACTION CALCAIRE.3 - REPARTITION DIMENSIONNELLE DES CONSTITUANTS LITHOCLAS-
TIQUES ET BIOCLASTIQUES : LE STOCK SEDIMENTAIRE DISPO-
NIBLE31 - Courbes de fréquence des fractions terrigènes et
organogènes

32 - Le stock sédimentaire disponible en surface.

RESUME

Déjà utilisées pour fractionner et cartographier les sédiments, les analyses granulométriques vont maintenant permettre de :

- définir les caractéristiques texturales des dépôts dans chaque sous-zone sédimentaire,
- déterminer, à l'échelle de la région étudiée, l'importance relative du matériel sédimentaire disponible dans chaque tranche granulométrique en distinguant d'une part la fraction terrigène, d'autre part la fraction organogène.

Elles fourniront en outre les bases de l'étude dynamique de la sédimentation (chap. IX).

1. GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS ENTIERES.

Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide de passoires et de tamis ayant les caractéristiques suivantes :

- passoires à trous circulaires de 100, 50, 20, 10, 5 et 2 mm de diamètre,
- tamis à mailles carrées de 1, 0,5, 0,2, 0,1 et 0,05 mm de côté. Le temps de tamisage sur machine à secouer a été fixé à dix minutes.

Pour harmoniser les résultats en passant des passoires aux tamis, j'ai multiplié la dimension des mailles carrées des tamis par 1,3 comme le recommandent A. Rosfelder (1961) et P. Hommeril (1964). La série adoptée permet d'obtenir des classes granulométriques voisines de celles retenues par J. Bourcart (1941).

Dans le cas de sédiments sableux peu dispersés, j'ai dû augmenter le nombre de tranches granulométriques. J'ai alors utilisé une colonne de tamis dont la dimension des mailles est en progression géométrique de raison $\sqrt{2}$: 2,18 (10), 1,48 (14), 1,09 (18), 0,75 (25), 0,51 (35), 0,36 (50), 0,25 (70), 0,18 (110), 0,128 (150), 0,09 (200), 0,063 (280), 0,042 mm (350). Le nombre entre parenthèses correspond au numéro du tamis.

Les fractions fines isolées par tamisage sous l'eau (tamis à mailles carrées de 0,05 mm) ont été étudiées par densimétrie selon la méthode préconisée par S. Mériaux (1957). La préparation des échantillons comporte principalement :

- un traitement à l'eau oxygénée pour oxydation de la matière organique,
- une dispersion chimique à l'aide du tripolyphosphate de sodium (ce dispersant a été préféré au citrate de sodium qui nécessite plusieurs lavages avec une solution de chlorure de potassium pour éliminer les cations flocculants dans le cas d'échantillons calcaires),
- une dispersion mécanique par agitation pendant 15 heures.

Pour obtenir les paramètres caractéristiques de chaque échantillon, j'ai construit la courbe de concentration rétrograde ou courbe cumulative dans un système en coordonnées rectangulaires (abscisses logarithmiques et ordonnées arithmétiques ou gaussiennes). Pour certains échantillons

j'ai également tracé la courbe de fréquence à partir de la courbe cumulative par la méthode des tangentes (Rivière, 1952). Les paramètres retenus sont ceux qui ont été définis par D. Inman (1952) et A. Rosfelder (1961). Ils se rapprochent des paramètres algébriques utilisés en statistique, leur définition graphique nécessite l'adoption d'une échelle des abscisses en unités ϕ (phi). J'ai adopté celle de W. Krumbein (1936), c'est-à-dire les logarithmes de base 2 de la progression géométrique de raison 2 : (... 1/4, 1/2, 1, 2, 4, ...).

II - LES PARAMETRES UTILISES.

La définition des paramètres nécessite l'emploi des percentiles qui donnent la dimension des grains pour des fréquences cumulées données. Les percentiles 16, 50 et 84 sont les plus fréquemment utilisés.

111 - Paramètres centraux de position.

- *La médiane* (Md ou P 50) : c'est la dimension du grain occupant la position centrale dans la distribution, 50 % des grains ont un diamètre supérieur et 50 % un diamètre inférieur.

- *La moyenne* ($\bar{x}$) : c'est la moyenne de toutes les dimensions des grains l'expression $\frac{P\ 84 + P\ 16}{2}$ en donne une valeur approchée.

2

112 - Paramètre de dispersion.

A l'instar de D. Inman (1952) et de A. Rosfelder (1961) j'ai retenu l'indice de dispersion défini par l'expression $\frac{P\ 84 - P\ 16}{2}$ (σ_{68}) qui donne une valeur proche de l'écart-type. Ce paramètre exprime la dispersion pour 68 % du sédiment, il est préférable au "sorting-coefficient" de P. Tra (1932) qui n'intéresse que la tranche du sédiment comprise entre P 25 et P 75 c'est-à-dire 50 % seulement.

115 - Paramètres de forme.

Ces paramètres permettent de comparer la dispersion du sédiment de part et d'autre de la médiane. J'ai employé l'indice d'asymétrie de Pearson : $\alpha_P = \frac{3(\bar{x} - Md)}{\sigma_{68}}$. Une asymétrie positive indique un meilleur classement des particules grossières, une asymétrie négative un meilleur classement des particules fines.

12 - PRINCIPAUX CARACTERES GRANULOMETRIQUES PAR SOUS-ZONES
SEDIMENTAIRES.

Les courbes cumulatives établies pour chaque échantillon ont été regroupées par sous-zones sédimentaires. Reportées sur un même graphique elles ont servi à définir, pour chaque sous-zone, des courbes cumulatives enveloppes et une courbe moyenne des pourcentages cumulés (fig. 67 à 71). Les médianes correspondant à ces courbes sont indiquées sur ces figures. De plus, j'ai calculé la moyenne arithmétique des médianes et des indices de dispersion obtenus pour la totalité des échantillons de chaque sous-zone sédimentaire. Ces différents résultats sont rassemblés dans le tableau 12.

Ces données synthétiques résultant parfois de deux à trois cents analyses permettent de connaître approximativement les caractéristiques granulométriques d'un sédiment en fonction de la zone sédimentaire dans laquelle il se trouve en se référant aux figures 62, 63 ou 64.

Toutes les courbes moyennes des pourcentages cumulés sont portées sur la figure 71 c qui met en évidence la diversité des dépôts de la région étudiée. D'après ce graphique et les moyennes établies ci-dessus, la dispersion des sédiments présente les caractères suivants (1) :

- Sous-zones IIIe, Vd et Ve : dépôts bien classés,
- Sous-zones Ia, IIId et VIa : dépôts moyennement classés,
- Sous-zones Ib, IIb, IIc, IVd, Vb et VIb : dépôts mal classés, hétérométriques,
- Sous-zones IIa, IIb et IIIa : dépôts très mal classés, très hétérométriques.

La répartition bimodale des composants de certains sédiments apparaît sur la figure 72 qui représente les courbes de fréquence d'une série d'échantillons prélevés dans la partie occidentale de la Baie de Seine. Les dépôts caillouteux des sous-zones Ia, Ib, IIa (ensemble A : région de Barfleur) sont unimodaux de même que les sédiments sableux de l'extrémité sud-ouest de la baie (sous-zones IIIe, Vd, Ve, VIa : ensemble B).

(1) D'après R. Folk et W. Ward (1957) les relations entre les valeurs numériques de l'indice de dispersion et le classement des dépôts sont les suivantes :

- ✓ 68 inférieur à 0,35 : sédiments très bien classés,
- ✓ 68 compris entre 0,35 et 0,5 : sédiments bien classés,
- " " 0,5 et 1 : sédiments moyennement classés,
- " " 1 et 2 : sédiments mal classés,
- ✓ 68 supérieur à 2 : sédiments très mal classés.

Sous-zones sédimentaires	Moyenne arithmétique des :		Médianes tirées des courbes moyennes des pourcentages (<u>en mm</u>) cumulés.
	Indices de disper- sion	Médianes : en mm	
I a	0,61	65	65
I b	1,5	31	32
II a	2,1	13	11
II b	2,2	3,6	4,9
III a	2,7	3	4,4
III b	1,9	0,95	1,2
III c	1,5	0,36	0,4
III d	0,62	0,75	0,8
III e	0,5	0,41	0,44
IV d	2	1,2	-
V b	2	0,91	0,9
V d	0,52	0,31	0,28
V e	0,4	0,19	0,18
VI a	0,65	0,16	0,13
VI b	1,4	0,075	0,08

TABLEAU 12 = MEDIANES ET INDICES DE DISPERSION DES DEPOTS DANS CHAQUE ZONE SEDIMENTAIRE.

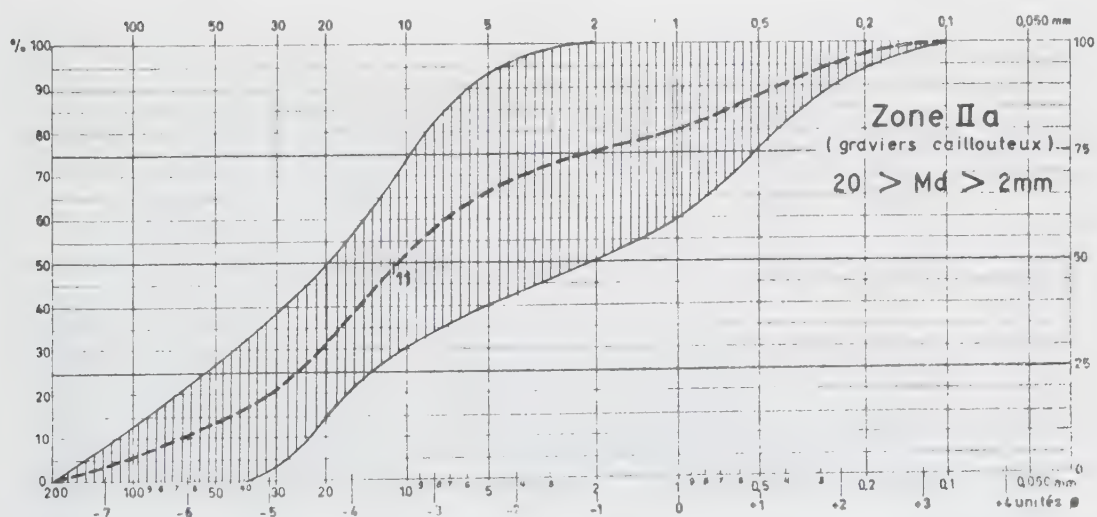
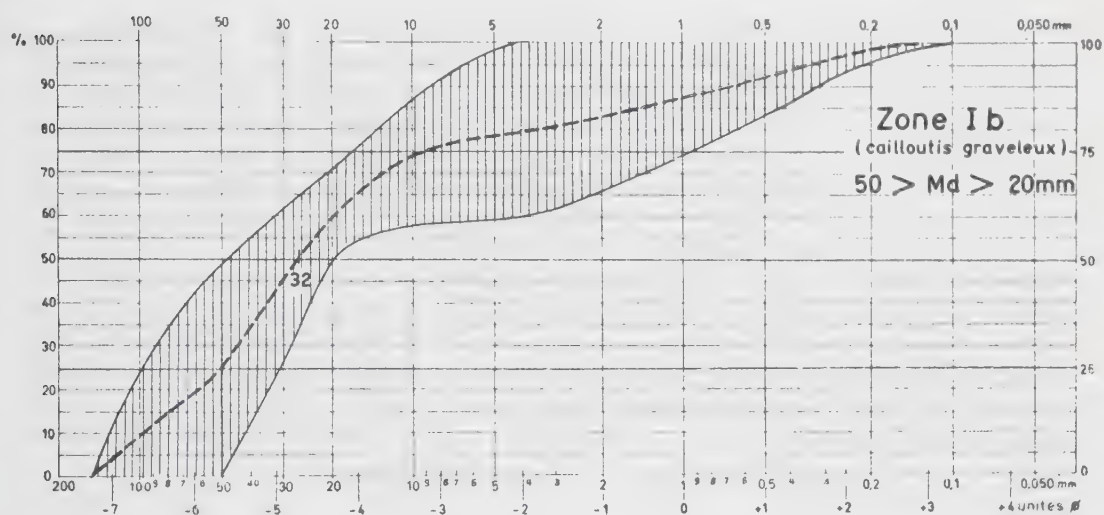
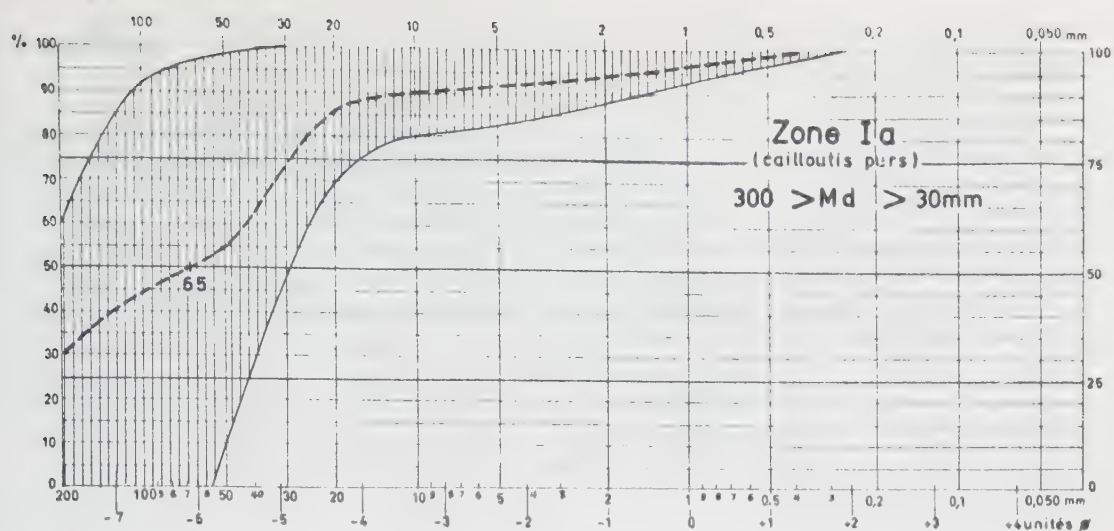


Fig. 67. COURBES CUMULATIVES ENVELOPPES et COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULES pour les DÉPÔTS CAILLOUTEUX

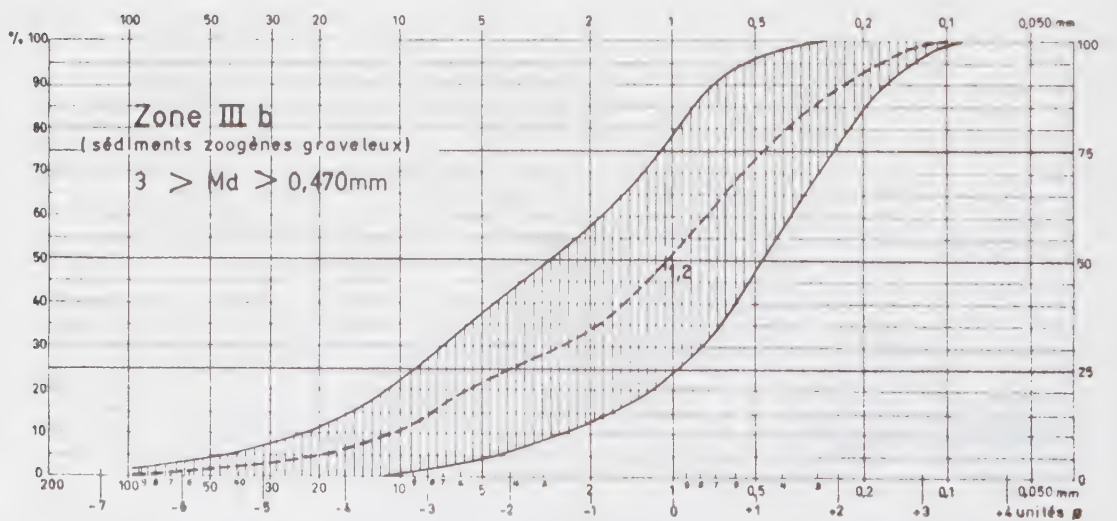
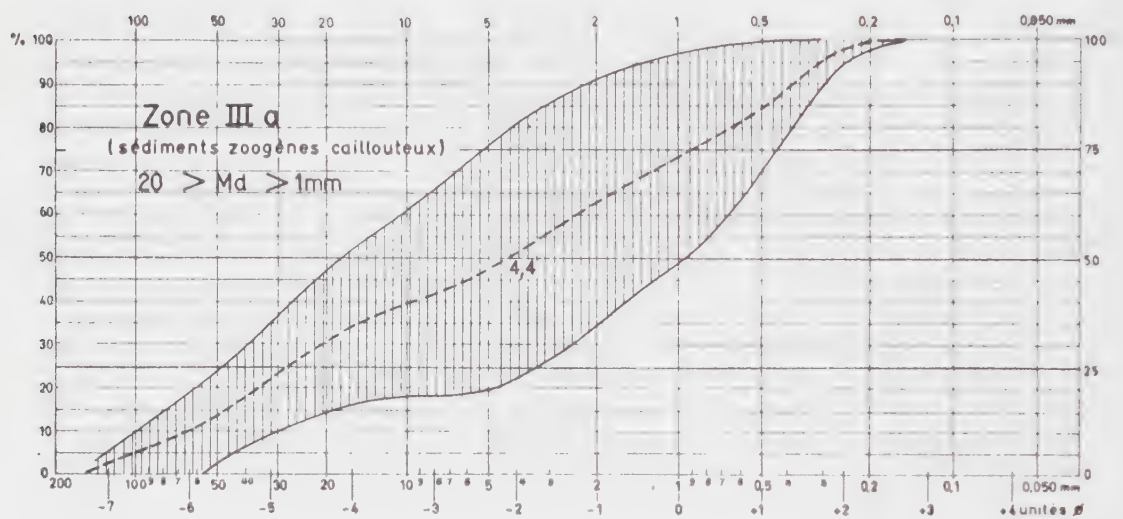
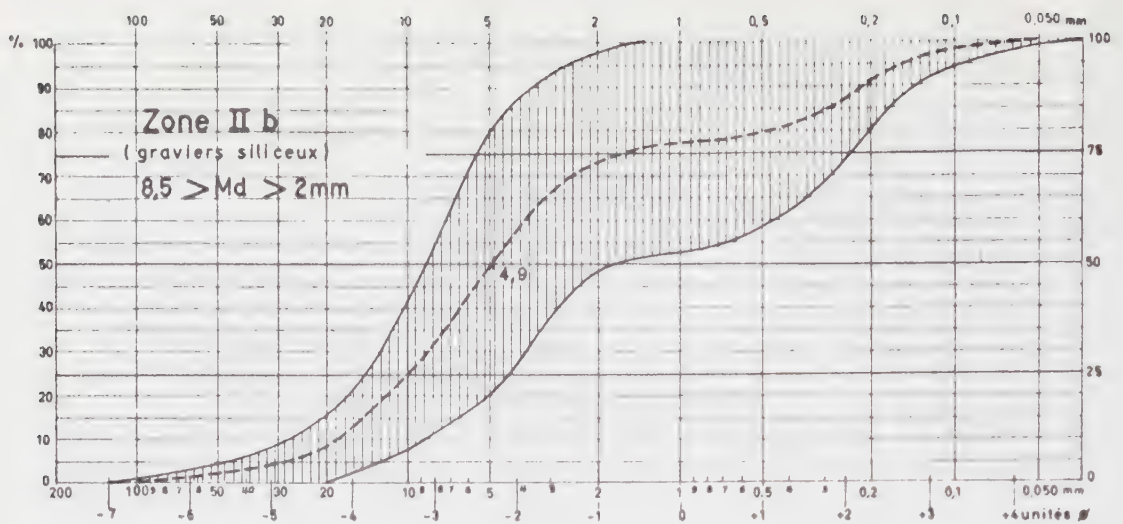


Fig. 68 : COURBES CUMULATIVES ENVELOPPES et COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULÉS pour les DÉPÔTS GRAVELEUX et les SÉDIMENTS ZOOGÈNES GROSSIERS

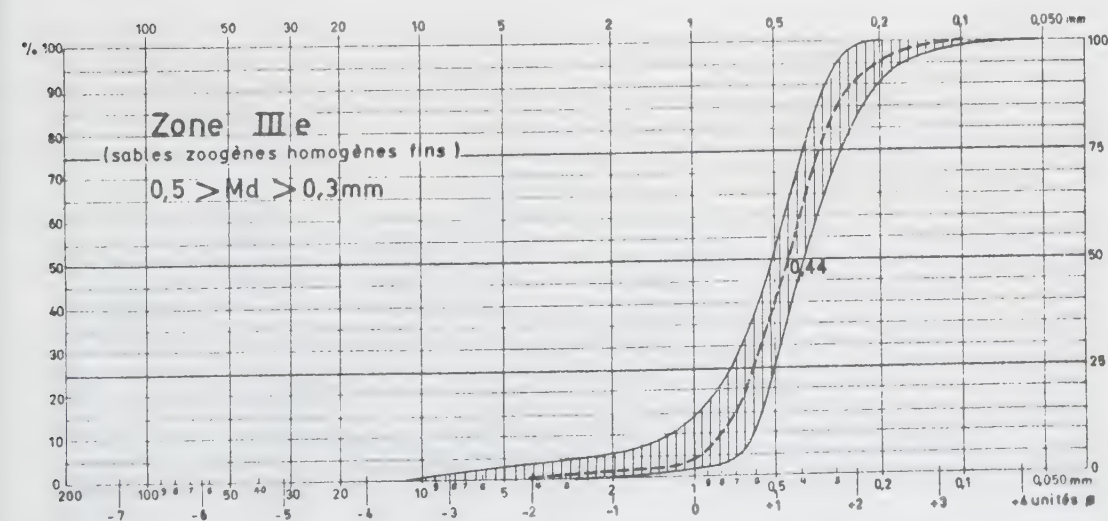
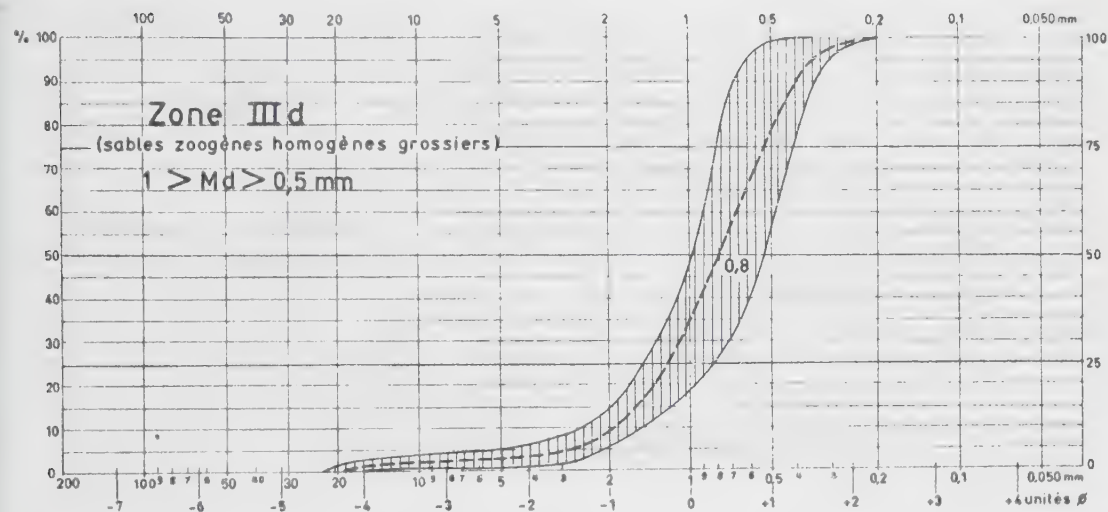
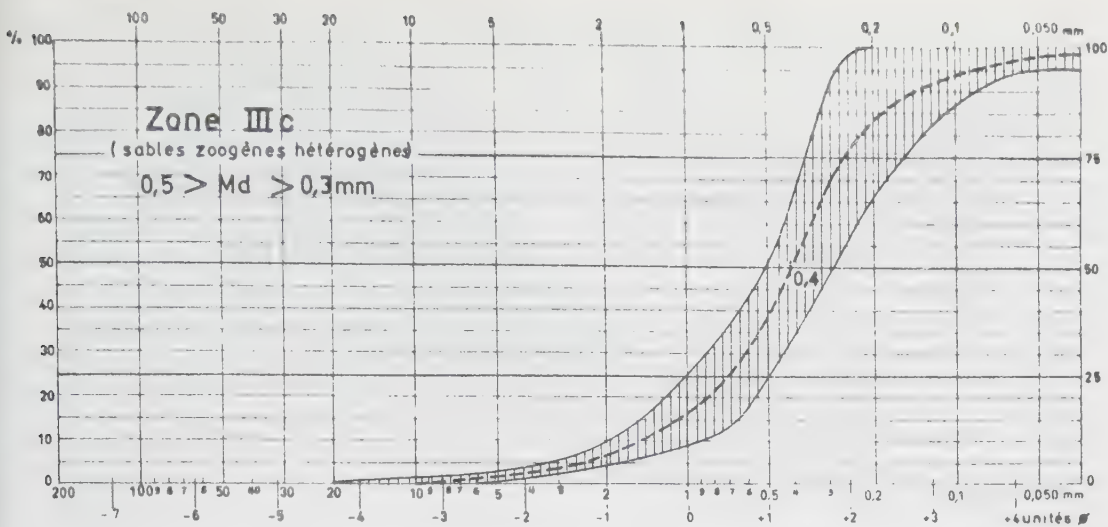


Fig. 69 : COURBES CUMULATIVES ENVELOPPES et COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULÉS pour les SABLES ZOOGÈNES.

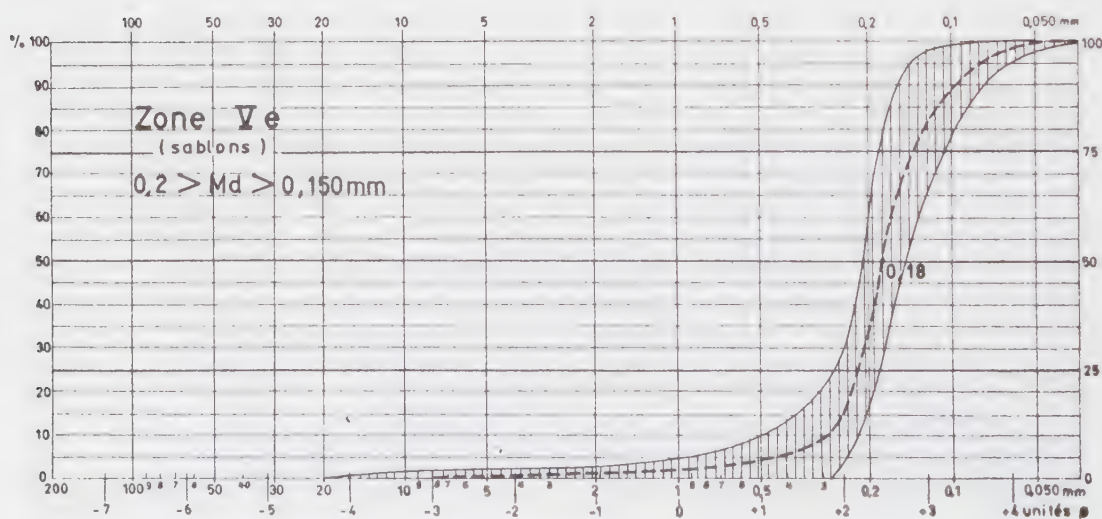
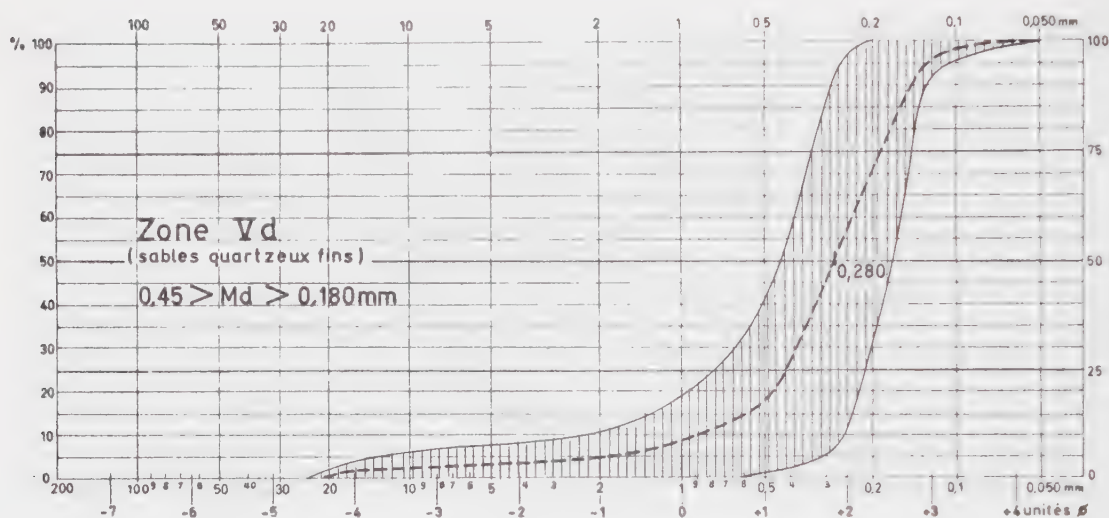
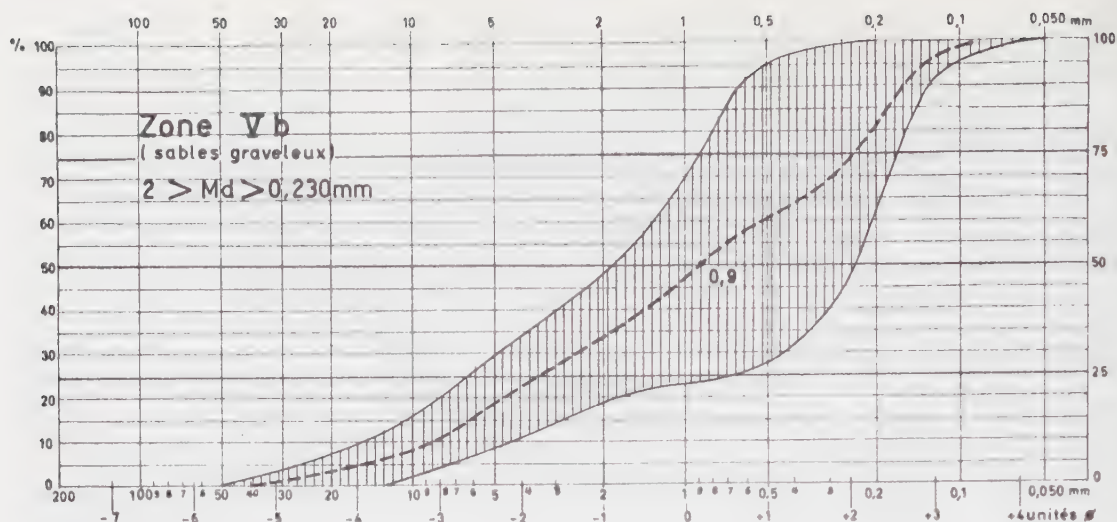


Fig. 70. COURBES CUMULATIVES ENVELOPPES et COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULÉS pour les SABLES TERRIGÈNES

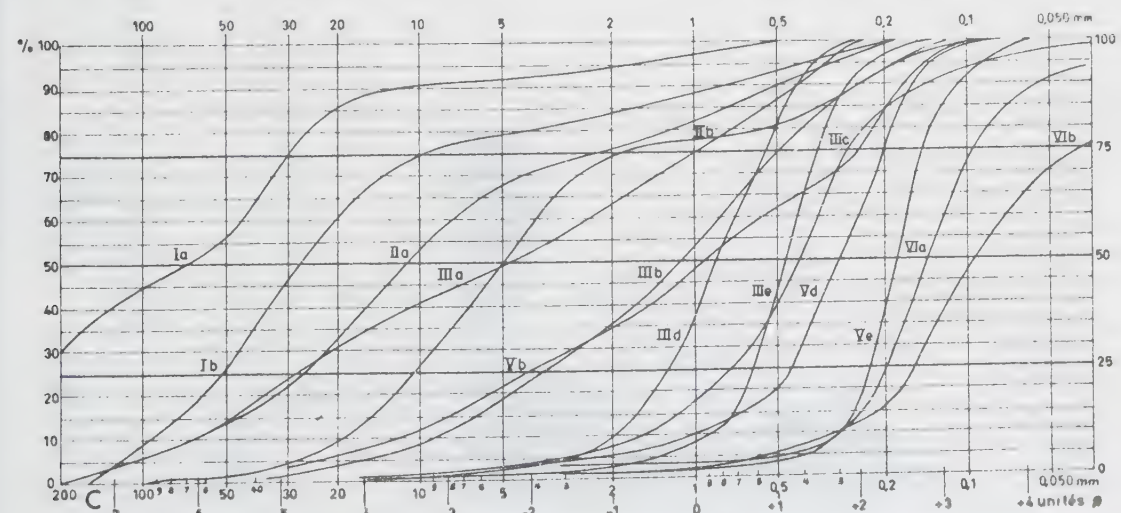
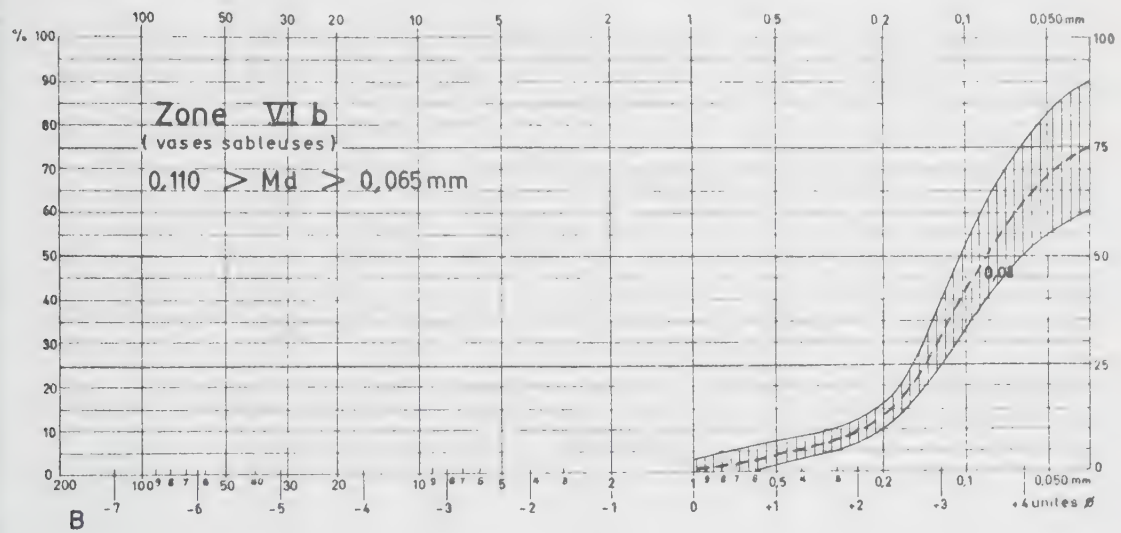
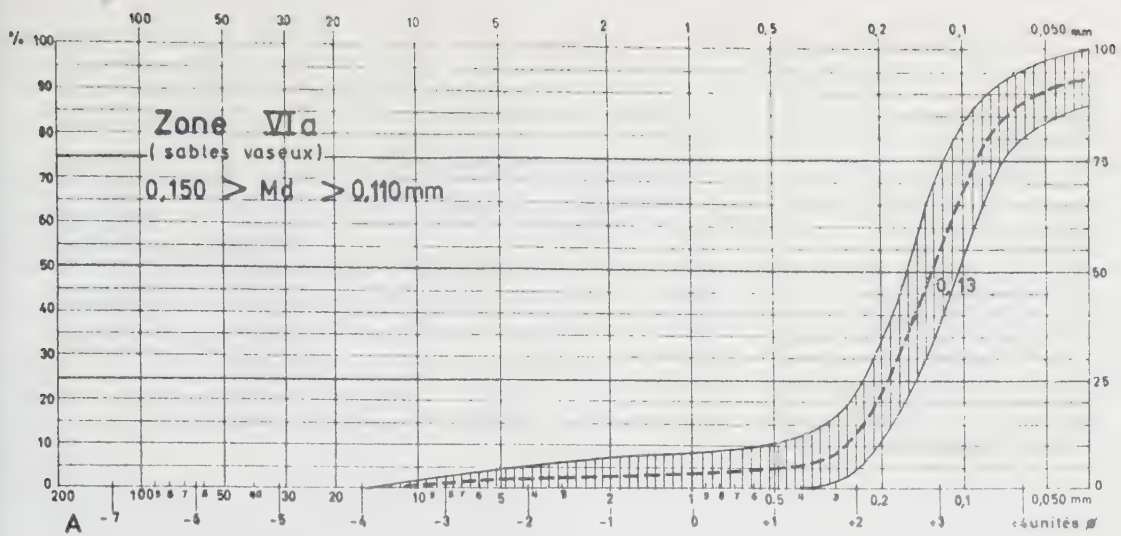


Fig. 71 . A et B : COURBES CUMULATIVES ENVELOPPES et COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULÉS pour les SÉDIMENTS VASEUX

C : COURBES MOYENNES des POURCENTAGES CUMULÉS pour TOUTES les SOUS-ZONES SÉDIMENTAIRES de la RÉGION

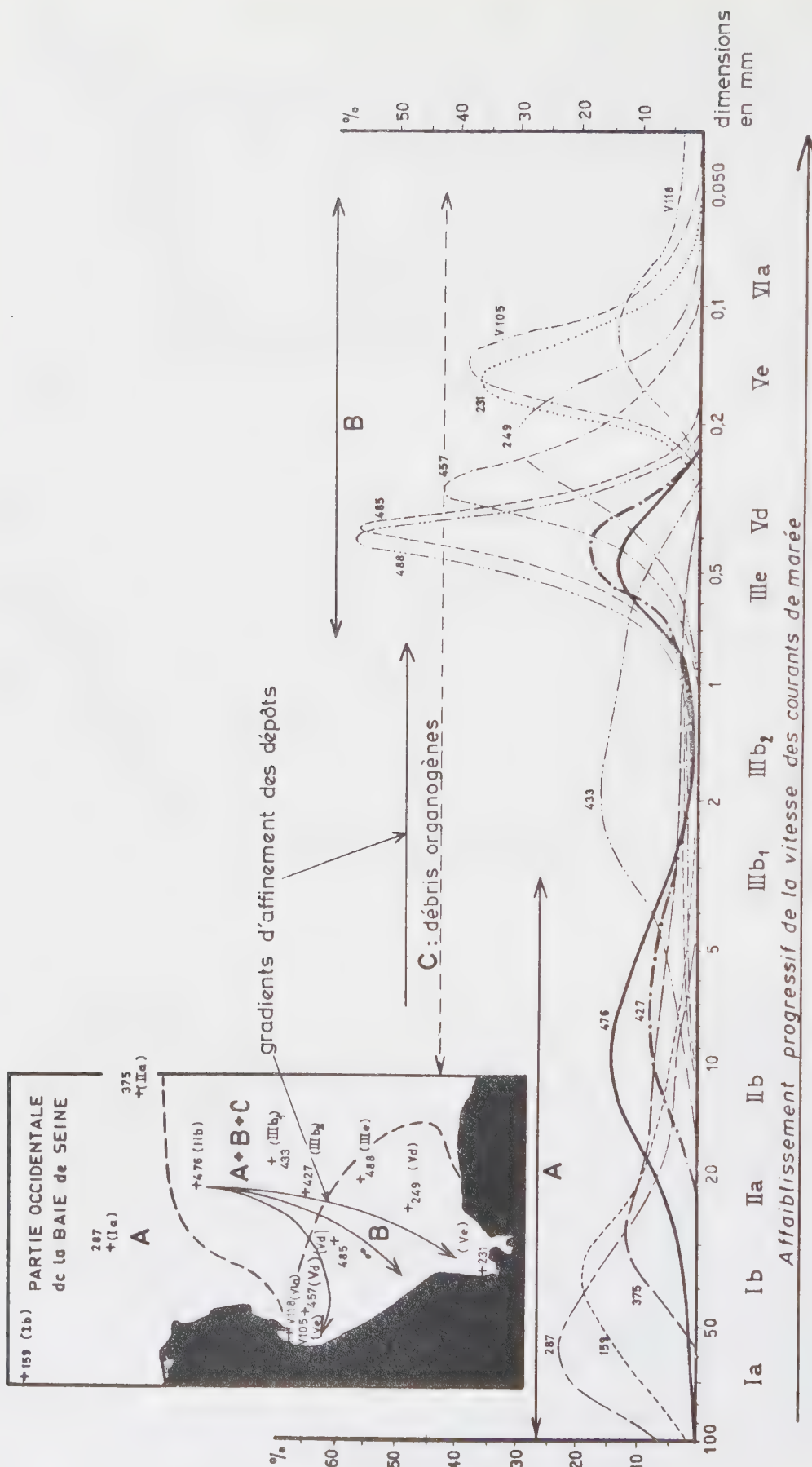


Fig.72 - COURBES de FRÉQUENCE de QUELQUES SÉDIMENTS ENTIERS
 Noter le caractère bimodal des échantillons 427 et 476 (sous - zones III b₂ et II b)
 et la forte dispersion de l'échantillon 433 (sous - zone III b₁)

Par contre, dans la région intermédiaire, à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue, la couverture meuble est hétérogène et composée d'une phase sableuse (B) venant se mêler à une fraction grossière (A) avec enrichissement plus ou moins important en matériel organogène (C) : dépôts des sous-zones IIb, IIIa, IIIb. Il en résulte parfois des sédiments très dispersés comme l'échantillon de la station 433 (fig. 72).

13 - REPARTITION DES MEDIANES.

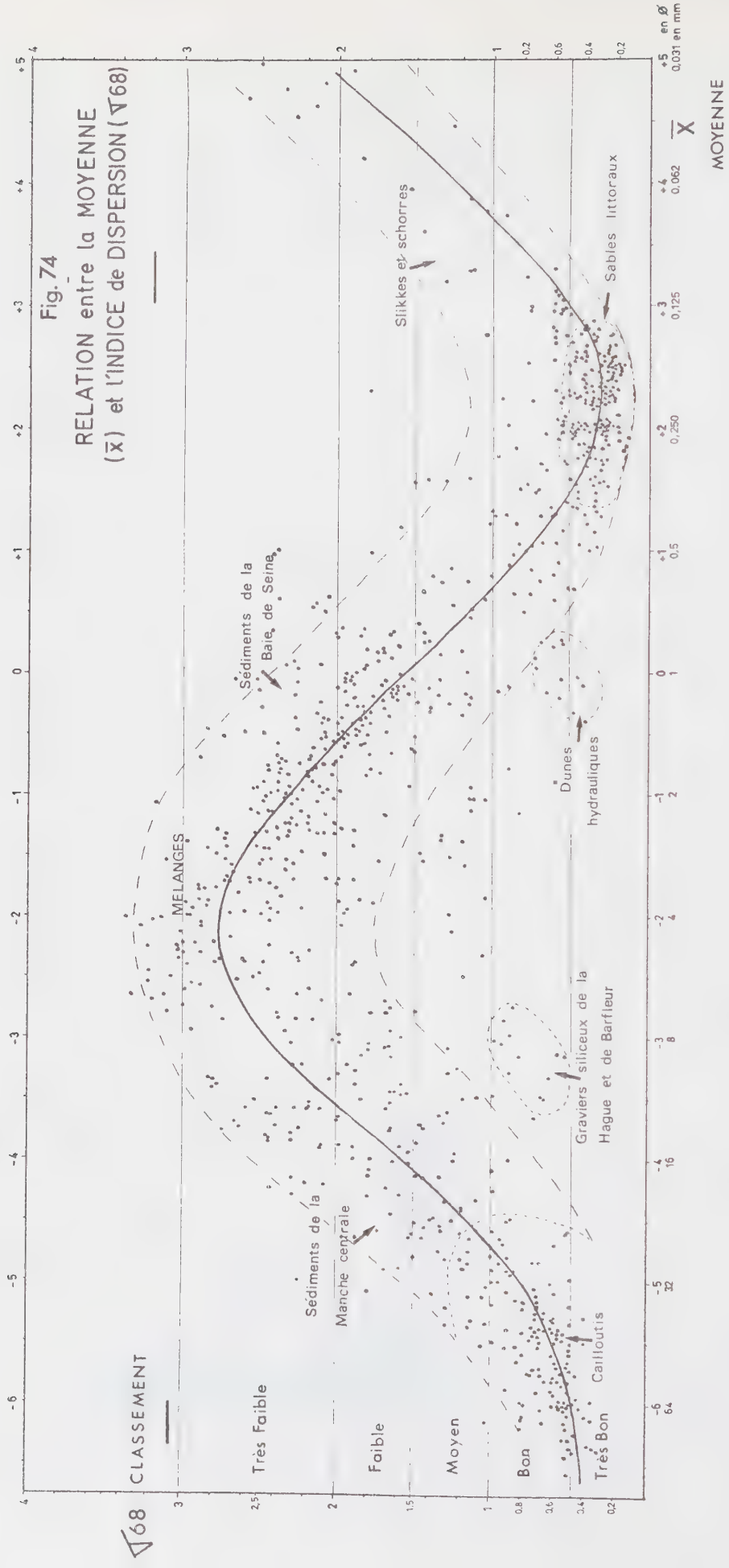
La carte de répartition des médianes (fig. 73) montre que les dépôts s'affinent progressivement de la Manche centrale vers la Baie de Seine. Les valeurs atteignent parfois 60 à 70 mm au large de la Hague, elles sont de l'ordre de 20 à 30 mm au NE de Barfleur, puis diminuent vers les rivages de la baie où les dépôts sableux ont des médianes comprises entre 0,3 et 0,2 mm. Les gradients d'affinement se prolongent dans les régions estuariennes (Estuaire de la Seine, Baie des Veys) où sablons et sables vaseux ont un grain moyen généralement compris entre 0,17 et 0,12 mm. Les sédiments les plus fins se trouvent sur les hautes slikkes et les schorres en relation avec des gradients d'affinement perpendiculaires aux chenaux (les dépôts sont d'autant plus fins qu'ils occupent une position élevée).

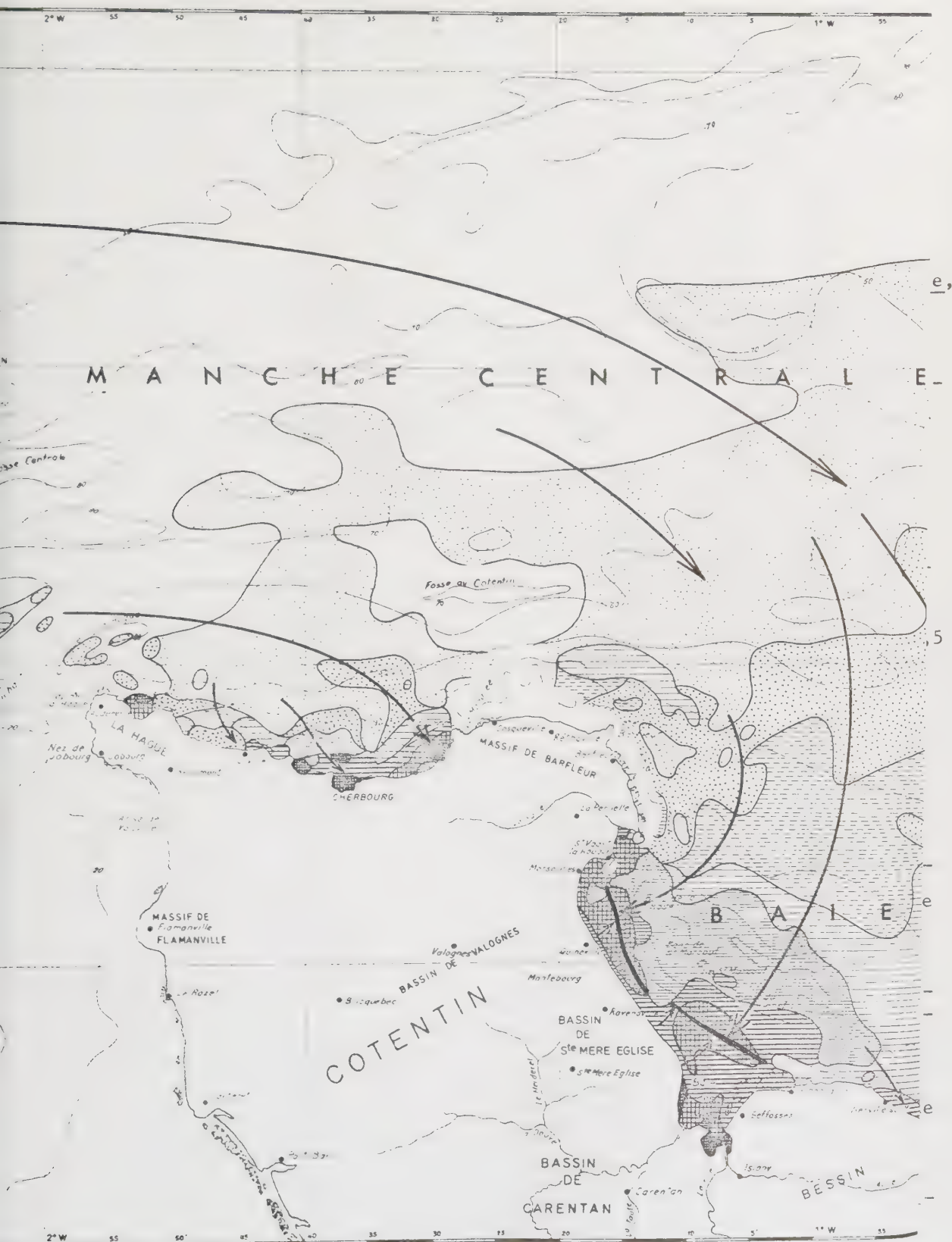
Entre Saint-Vaast-la-Hougue et la Baie des Veys les médianes les plus faibles se trouvent entre 6 et 9 m de profondeur et non près du rivage comme on pourrait le penser d'après les gradients indiqués ci-dessus. Cette répartition résulte des actions antagonistes des courants de marée et des houles. Les effets de ces dernières sont d'autant plus marqués que la tranche d'eau est mince tandis que la vitesse des courants décroît vers la côte (voir p. 252).

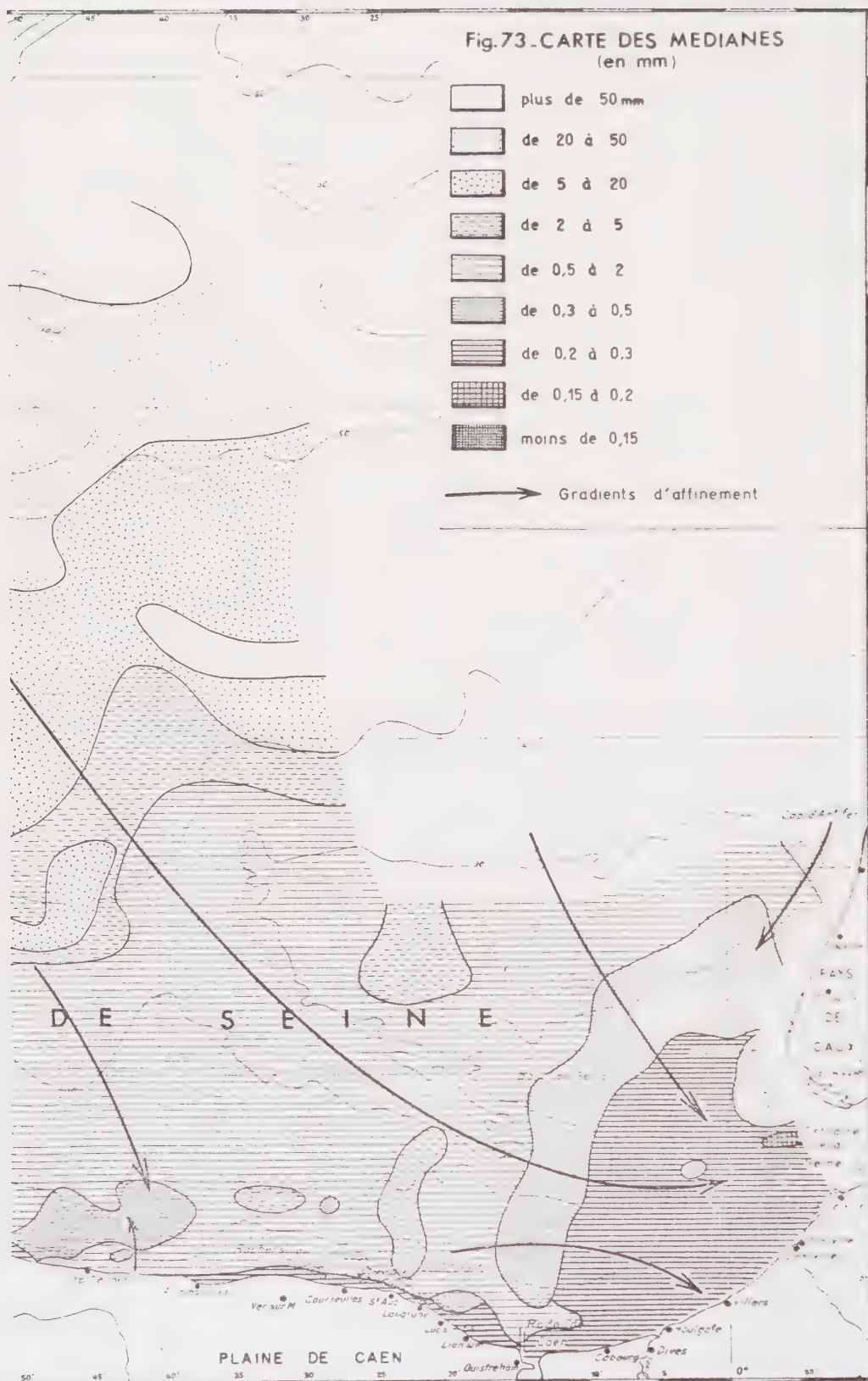
Les sables des Bancs de Barfleur et de la Hague ont des médianes de l'ordre de 1 mm, valeurs qui sont très inférieures à celles des dépôts adjacents.

14 - RELATION ENTRE LA MOYENNE ($\bar{x}$) ET L'INDICE DE DISPERSION (δ^2).

D'après les auteurs américains (Folk et Ward, 1957; Passega, 1957 et 1960; Mason et Folk, 1958; Friedman, 1961; Schrock, 1965), l'étude des paramètres les uns en fonction des autres permet d'isoler des populations statistiquement pures, de rendre compte des mélanges et de caractériser certains milieux de dépôt. Après divers essais faisant successivement







intervenir la moyenne et l'indice de dispersion ($\Delta 68$), la moyenne et l'asymétrie, l'indice de dispersion et l'asymétrie, la moyenne et l'acuité (1), le percentile 1 (2) et la médiane, les résultats les plus nets ont été obtenus en utilisant la première relation : moyenne ($\bar{x}$) - indice de dispersion ($\Delta 68$).

Chaque échantillon s'inscrit graphiquement par un point dont les coordonnées correspondent aux valeurs de la moyenne et de l'indice de dispersion prises en unités $\emptyset$ (fig. 74). Pour l'ensemble de la région étudiée, la plupart des points s'ordonnent suivant une sinusoïde, résultat qui indique une étroite dépendance entre les deux paramètres étudiés (3). D'après R. Folk et W. Ward (1957) les parties de la courbe où la dispersion est minimale représentent des populations "pures", celles où la dispersion est maximale représentent des mélanges de deux populations en proportions sensiblement égales. La sinusoïde obtenue (fig. 74) révèle donc la présence dans la région de deux populations de grains nettement distinctes :

- une population de graviers et de galets dont la moyenne est inférieure à $-4 \emptyset$, c'est-à-dire supérieure à 16 mm,
- une population de sables fins dont la moyenne est comprise entre $+0,5$ et $+3,5 \emptyset$, c'est-à-dire entre 0,7 et 0,08 mm environ.

Pour les mélanges dont la moyenne est comprise entre 0,7 et 16 mm, la dispersion est d'autant plus forte que les proportions de sables et d'éléments grossiers s'équilibrent.

Sur la partie droite de la figure 74, la branche de sinusoïde relative aux petites dimensions correspond aux mélanges sables fins-lutites. Pour cette dernière fraction la population "pure" n'apparaît pas sur le graphique. On peut estimer sa moyenne à environ 0,002 mm ($+9 \emptyset$).

(1) L'acuité est un paramètre de forme permettant d'étudier la relation entre la dispersion dans la partie centrale d'une distribution et la dispersion aux extrémités. Elle peut être calculée par la formule de R. Folk et W. Ward : $K_g = \frac{P_{95} - P_5}{2,44 (P_{75} - P_{25})}$.

(2) Le percentile 1 (C) est le diamètre d'un grain tel que 1 % des grains de la distribution aient une dimension supérieure. Il intervient dans les diagrammes dits C-M (M = médiane) proposés par R. Passega pour étudier la relation entre les dépôts clastiques et les agents de sédimentation.

(3) J'ai pu vérifier qu'en opérant sur la fraction décalcifiée des échantillons, les points s'ordonnaient autour de la sinusoïde définie à partir des sédiments entiers. Il n'y a donc pas d'inconvénients à opérer avec ces derniers.

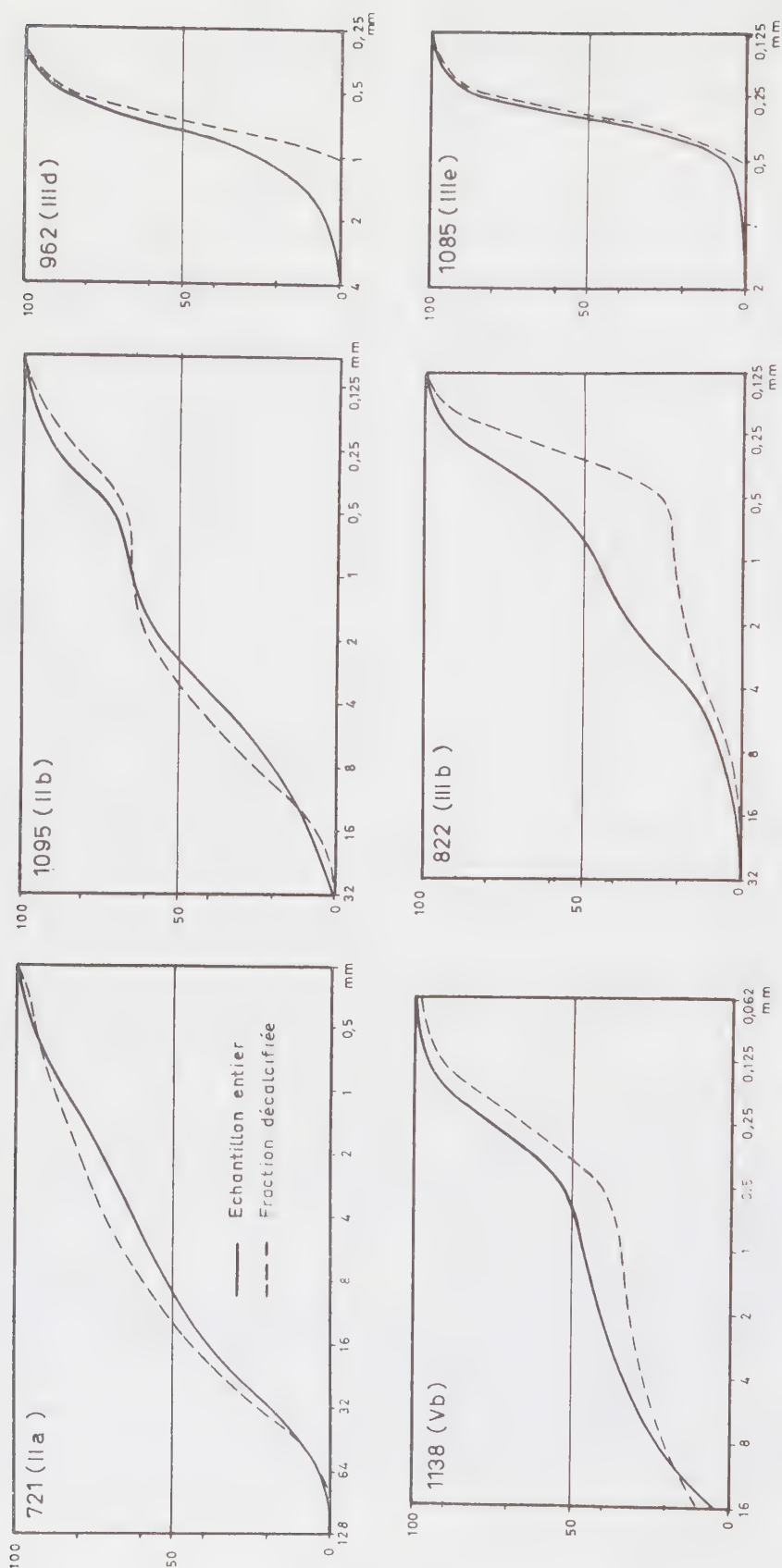
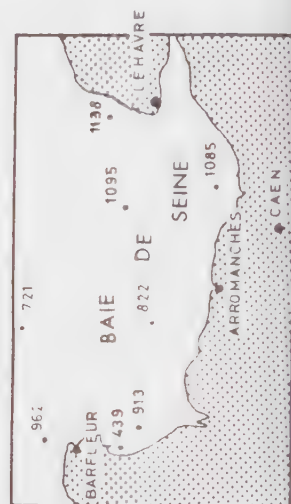


**Fig. 75 - COURBES CUMULATIVES
COMPARÉES DE L'ÉCHANTILLON
ENTIER ET DE SA FRACTION DÉCALCIFIÉE
POUR 8 STATIONS CHOISIES DANS DES
SOUS-ZONES SÉDIMENTAIRES DIFFÉRENTES**



Quelques dépôts particuliers des abords de la Hague ou de Barfleur (accumulations de graviers de silex dans la Fosse de la Hague, de graviers de granites sur les plages de la côte nord du Cotentin, à l'E du Cap Lévy) ont des caractères qui les placent nettement à l'écart de la sinusoïde définie pour l'ensemble de la région étudiée (fig. 74). Ils peuvent être assimilés à des micropopulations de grains résultant d'une alimentation locale : produits du démantèlement de couches crayeuses au NW de la Hague et de la désagrégation d'un granite à gros grain dans la région de Barfleur.

2. CARACTERES GRANULOMETRIQUES COMPARES DE LA FRACTION SILICEUSE ET DE LA FRACTION CALCAIRE.

Cette étude a été effectuée sur quelques échantillons de chaque zone sédimentaire selon la méthode décrite par P. Hommeril (1958). Elle comporte les opérations suivantes :

- tamisage de l'échantillon entier,
- mélange des résidus bruts et décalcification totale,
- lavage, séchage et pesée du résidu décalcifié pour calculer la teneur en calcaire,
- tamisage du résidu décalcifié.

Les résultats permettent d'évaluer la fraction "insoluble" et la fraction calcaire pour chaque tranche dimensionnelle. Les courbes correspondantes sont ensuite tracées pour comparaison avec la courbe de l'échantillon total (fig. 75).

La courbe cumulative de la fraction décalcifiée des dépôts caillouteux est décalée vers les fortes dimensions par rapport à celle de l'échantillon entier (station 721). Ce décalage s'observe encore pour les sédiments graveleux, au moins pour leur fraction grossière (station 1 095). Par contre, les dépôts à dominante sableuse, organogènes ou terrigènes, se caractérisent par une fraction "insoluble" ayant une courbe cumulative généralement décalée vers les petites tailles par rapport à celle de l'échantillon total. La différence est très marquée pour les sédiments graveleux, coquilliers et hétérométriques (station 822), elle est plus faible pour les sables grossiers (station 962) et surtout pour les sables fins (stations 913 et 1 085), presque nulle pour les sablons (station 439). Le matériel organogène tend donc à diminuer les écarts entre les caractéristiques des dépôts grossiers et celles des dépôts fins comme l'indique le tableau 13 qui donne

N° des stations	sous-zone sédimentaire	M E D I A N E S en mm :			% Calcaire
		entier	insoluble	calcaire	
172	I b	21	21	-	4
374	II a	10 -	11	0,6	24
499	"	6 -	7,5	0,9	23
721	"	8,5 -	10	2	45
473	II b	6,2 -	6,7	2,6	10
1 095	"	2,8 -	3,5	2,5	39
480	III a	2 -	5,5	0,72	56
434	III b	2,5 +	0,6	4	56
792	"	1,3 +	0,35	3,3	60,5
822	"	0,7 +	0,32	1,5	65
919	IV d	0,8 +	0,3	1,3	74
1 088	III c	0,4 +	0,3	0,65	56
326	III d	0,8 +	0,6	0,9	65
962	"	0,78 +	0,7	0,82	64
906	III e	0,4 +	0,34	0,44	54
1 085	"	0,32 +	0,28	0,38	52
810	V b	0,8 -	2,5	0,6	45
1 138	"	0,65 +	0,32	2	29
913	V d	0,32 +	0,3	0,33	32
1 078	"	0,32 +	0,3	0,37	21
439	V e	0,14	0,14	0,14	26
1 152	"	0,19 +	0,18	0,20	42
1 158	VI a	0,23	0,23	0,23	33

- La médiane du sédiment entier est suivie du signe + ou du signe - selon qu'elle est supérieure ou inférieure à celle de la fraction insoluble. Aucun signe n'est indiqué en cas d'égalité des valeurs.

TABLEAU 13 = MEDIANES COMPAREES DU SEDIMENT ENTIER ET DE SES FRACTIONS "INSOLUBLE" ET CALCAIRE POUR LES DIFFERENTES SOUS-ZONES SEDIMENTAIRES.

les médianes de l'échantillon entier et de ses fractions calcaire et insoluble pour une vingtaine de stations appartenant à diverses sous-zones sédimentaires.

Deux propositions complémentaires permettent d'expliquer ces résultats :

a) Les débris biogènes sont abondants dans les fractions sableuse et granuleuse mais leur fréquence diminue aux tailles supérieures en devenant très faible au-dessus de 2 cm (voir ci-dessous, fig. 77 et 78). Par conséquent, dans les dépôts grossiers, ils sont surtout présents aux faibles dimensions de telle sorte que le grain moyen de la fraction calcaire est rarement supérieur à 3 mm. Il en résulte que le sédiment entier a des caractéristiques granulométriques inférieures à celles de sa fraction décalcifiée.

b) Les débris coquilliers qui forment la plus grosse partie de la fraction organogène ont un comportement hydraulique particulier en raison de leur forme aplatie (1). Ils sont plus aisément transportables que les éléments terrigènes de forme globuleuse et, pour un courant donné, le grain moyen de la fraction bioclastique mise en mouvement est plus élevé que celui de la fraction lithoclastique. Les différences granulométriques entre ces deux formations sont d'autant plus grandes que les sédiments sableux à sablo-graveleux sont plus grossiers car l'importance de la surface des grains par rapport à leur épaisseur s'accroît. Au-dessous de 0,5 mm, les particules organogènes et terrigènes ont un comportement hydraulique voisin ce qui permet d'expliquer la ressemblance des courbes cumulatives du sédiment entier et de sa fraction décalcifiée pour les sables fins (sous-zone Vd) et les sablons (sous-zone Ve) : fig. 75 (stations 439, 913 et 1 085).

(1) Une étude expérimentale de L. Berthois (1965) portant sur les vitesses de chute des débris coquilliers fait clairement ressortir ce comportement particulier. Par exemple, un fragment de coquille de Lamellibranche ayant un diamètre moyen de 2,5 mm a même vitesse de chute qu'un grain de quartz de 1 mm de diamètre. A des tailles plus faibles, l'écart dimensionnel se réduit, il devient très petit au-dessous de 0,5 mm.

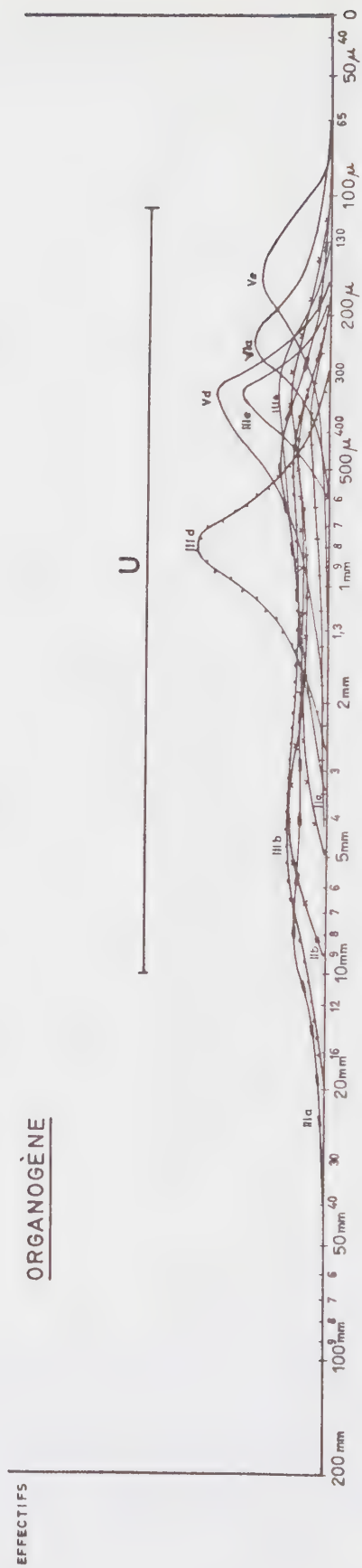
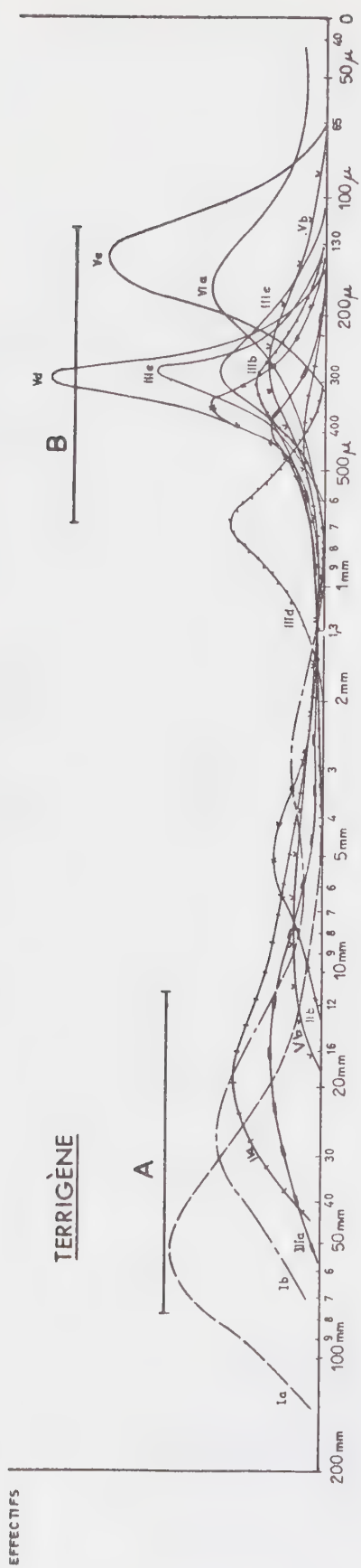


Fig.76: COURBES de FRÉQUENCE des FRACTIONS TERRIGÈNE et ORGANOGENÈ par ZONES SÉDIMENTAIRES

3. REPARTITION DIMENSIONNELLE DES CONSTITUANTS LITHO-

CLASTIQUES ET BIOCLASTIQUES: le stock sédimentaire disponible.

Les figures 43 et 44 qui donnent, par tranches granulométriques, la composition de la fraction sablo-graveleuse d'une soixantaine d'échantillons montrent que les éléments bioclastiques sont surtout abondants entre 0,5 et 5 mm de telle sorte que les sables grossiers et les dépôts granuleux sont généralement à dominante calcaire (fig. 61). Mais ce résultat correspond-t-il à un optimum dans la répartition des débris organogènes ou à un déficit de grains terrigènes aux dimensions considérées ? De manière plus générale, quelle est la répartition dimensionnelle des constituants lithoclastiques et bioclastiques composant la couverture de dépôts meubles dans la région étudiée ? La détermination du stock sédimentaire disponible est nécessaire à l'étude de la répartition des sédiments en fonction des conditions hydrodynamiques (chap. IX).

31 - COURBES DE FREQUENCE DES FRACTIONS TERRIGENES ET ORGANOGENES PAR SOUS-ZONES SEDIMENTAIRES.

Pour une cinquantaine d'échantillons j'ai construit séparément la courbe cumulative puis la courbe de fréquence dérivée des fractions calcaire et "insoluble". Les courbes de fréquence obtenues ont été regroupées par sous-zones sédimentaires en distinguant d'une part la fraction calcaire, d'autre part la fraction "insoluble" et, chaque fois, j'ai obtenu une famille de courbes peu différentes. J'en ai donc déduit, en interpolant, une courbe de fréquence "moyenne". Pour chaque sous-zone sédimentaire, j'ai ainsi obtenu deux courbes de fréquences moyennes donnant approximativement la répartition dimensionnelle des particules terrigènes d'une part, celle des particules organogènes d'autre part. Toutes ces courbes sont rassemblées sur les deux graphiques de la figure 76.

Pour le matériel terrigène, les différentes courbes présentent des modes qui se groupent nettement en deux ensembles A et B respectivement compris entre 80 et 10 mm, 0,8 et 0,13 mm. Dans cette dernière tranche granulométrique une concentration des modes apparaît entre 0,4 et 0,25 mm. Pour toutes les sous-zones on relève un déficit de grains entre 1 et 3 mm, à un moindre degré entre 0,5 et 10 mm.

Par contre, pour la fraction organogène, la distribution des modes est unique (U) et comprise entre 10 et 0,1 mm. Le matériel est surtout abondant entre 1 et 0,2 mm.

Ces résultats donnent une première idée de la répartition dimensionnelle des constituants de la couverture meuble dans la région mais ils ne tiennent pas compte de l'importance spatiale des sous-zones sédimentaires et ne permettent pas de comparer les proportions de débris terrigènes et d'éléments organogènes.

32 - LE STOCK SEDIMENTAIRE DISPONIBLE EN SURFACE.

321 - Mode opératoire.

Pour tenir compte des débris de roches calcaires parfois présents dans les sablo-graviers, j'ai utilisé les résultats donnant la composition des sédiments par tranches granulométriques (p. 180, fig. 43 et 44) et, par conséquent, les proportions de matériel bioclastique et de matériel lithoclastique. Ces valeurs, obtenues par comptages de grains, ont été transformées en pourcentages pondéraux après avoir déterminé un coefficient de correction pour chaque classe granulométrique (1). Les résultats ont été regroupés dans un premier temps en fonction de la teneur en calcaire des sédiments analysés (2) et, dans un second temps, en fonction de la zonéogéographie sédimentaire définie au chapitre VII (fig. 62).

Pour chaque type de dépôt (sous-zone sédimentaire Vd par exemple), j'ai calculé la moyenne arithmétique des pourcentages pondéraux de débris organogènes et d'éléments terrigènes dans toutes les tranches granulométriques considérées. Les résultats obtenus ont ensuite été affectés d'un coefficient proportionnel à la surface couverte par les différents types de dépôts retenus. En général, la troisième dimension manque pour tenter une

- (1) A partir d'une vingtaine d'échantillons, j'ai déterminé ce coefficient de correction en cherchant pour chaque tranche granulométrique le nombre de particules organogènes (N) ayant même poids qu'une particule terrigène. Les résultats sont les suivants :

TRANCHE granulométrique	10-20 mm	5-10 mm	2-5 mm	1-2 mm	0,5-1 mm	inférieur à 0,5 mm
N	5	4	2,5	1,7	1,25	1,1 -

Ils concernent principalement les débris coquilliers et montrent qu'au-dessous de 0,5 mm la différence est très faible entre les deux catégories d'éléments. Je rappelle que le comportement hydraulique est alors voisin (p. 267).

- (2) J'ai retenu les zones d'isopourcentages en calcaire suivantes : plus de 70 %, de 50 à 70 %, de 30 à 50 %, de 10 à 30 %. Cette dernière catégorie a été subdivisée en deux, en fonction de la nature sableuse ou caillouteuse des dépôts.

évaluation en volume.

Tous les pourcentages ainsi transformés ont été regroupés par tranches granulométriques et additionnés dans chacune d'elles, en considérant, d'une part le matériel terrigène, d'autre part le matériel organogène. Les résultats ont alors permis de construire une courbe cumulative, puis une courbe de fréquence dérivée pour les deux fractions étudiées.

Cette étude a d'abord été réalisée pour la Baie de Seine, uniquement sur la fraction sablo-graveleuse des sédiments (fig. 77 A). J'ai ensuite tenu compte de la fraction caillouteuse des dépôts principalement formés de matériel lithoclastique mêlé à quelques coquilles entières, puis j'ai appliqué les calculs à la totalité du périmètre étudié (fig. 77 B).

322 - Résultats.

a) La fraction terrigène (fig. 77 A et B).

La distribution des éléments terrigènes est nettement bimodale au-dessus de 0,065 mm. Les grains les plus fréquents ont des dimensions comprises entre 60 et 10 mm d'une part, 0,7 et 0,15 mm d'autre part. On relève un déficit très marqué de matériel lithoclastique entre 3 et 1 mm. La fraction grossière est composée de fragments de roches variées mais principalement de silex. La fraction fine est essentiellement quartzeuse.

Les résultats obtenus en surface s'appliquent à la couverture meuble dans son épaisseur comme le montrent les courbes de fréquence d'échantillons presque exclusivement siliceux recueillis en forages sous-marins dans la région havraise (fig. 78 B). Les optima se placent entre 80 et 20 mm d'une part, 0,7 et 0,1 mm d'autre part, pour un matériel surtout composé de silex (fraction grossière) et de quartz (fraction fine).

Ces caractéristiques ne sont pas propres à la Manche. Dans une étude critique, F. Petitjohn (1957, p. 47) indique que de nombreux auteurs, au terme de plusieurs centaines d'analyses parfois, ont constaté la rareté des matériaux entre 1 et 4 mm. Bien que des explications basées sur des considérations hydrodynamiques aient été souvent retenues (tri différentiel pouvant entraîner la disparition d'une tranche granulométrique), F. Petitjohn envisage un déficit primaire de matériaux à certaines dimensions, notamment entre 1 et 4 mm. Pour A. Cailleux et J. Tricart (1959), c'est la classe des granules qui est mal représentée dans la nature, et tout spécialement les grains ayant une dimension voisine de 6 mm. D'autres auteurs ont mis l'accent sur la rareté statistique des graviers (Francis-Boeuf, 1947; Nestéroff, 1965; J.P. Auffret, 1968).

Les résultats obtenus en Baie de Seine et en Manche centrale

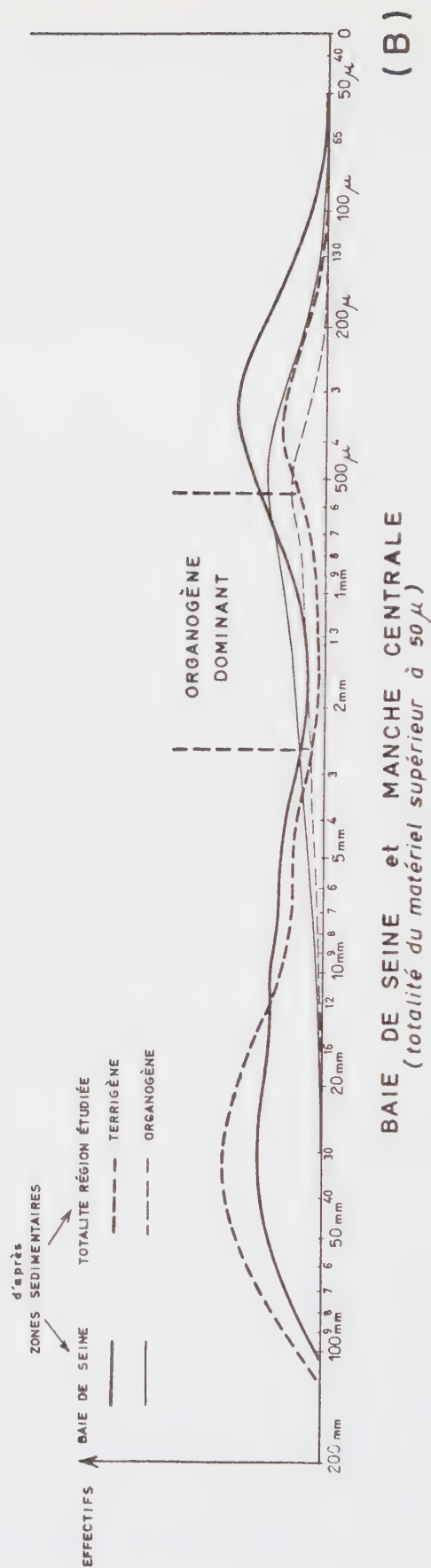
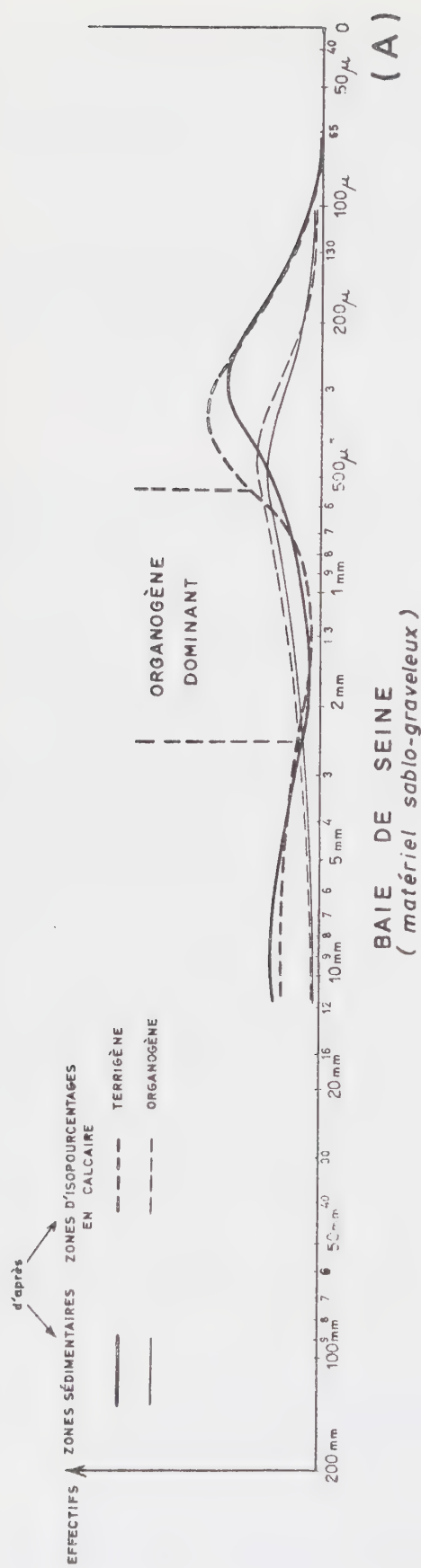


Fig. 77 - La RÉPARTITION DIMENSIONNELLE des PARTICULES ORGANOGÈNES

et TERRIGÈNES dans les dépôts de surface

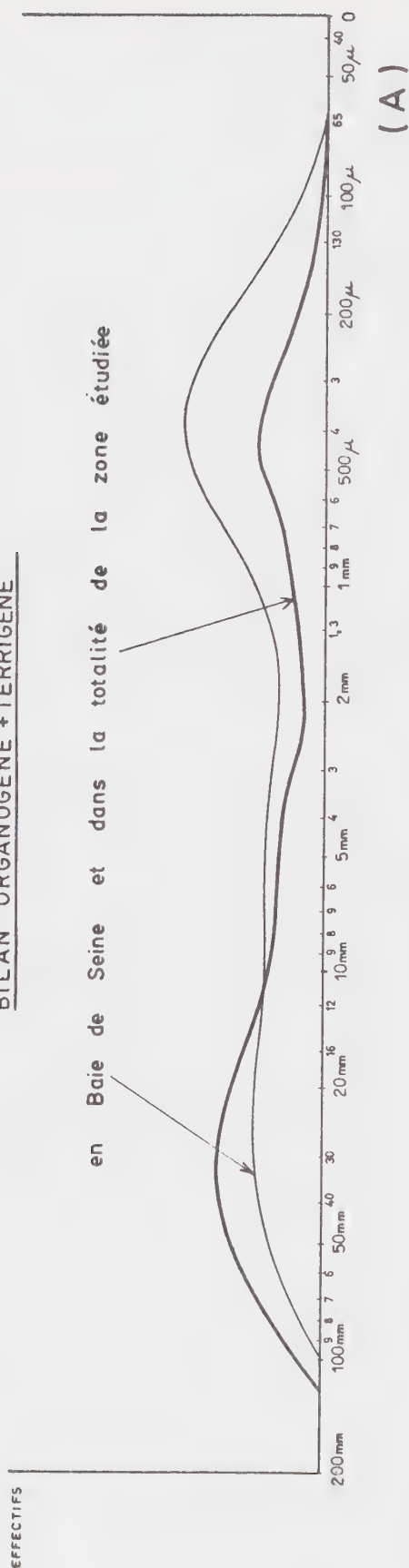
(région de 11 000 km² où l'éventail des courants transporteurs est très complet) ne permettent pas de donner une explication d'ordre hydrodynamique aux faibles proportions de granules et de sables grossiers quartzeux. Il s'agit d'un déficit d'origine primaire.

Les constituants de la fraction grossière sont généralement pluriminéraux. Les silex, éléments "préformés", libérés par le démantèlement des assises crayeuses, sont très abondants entre 60 et 30 mm mais sont encore largement dominants dans la fraction graveleuse. Les autres composants proviennent de la fragmentation des roches sous l'action des agents physiques d'érosion. A l'exception des galets ou des graviers de roches tendres, toujours peu nombreux, l'usure de ces éléments modifie peu les dimensions originelles de telle sorte que l'éventail dimensionnel du matériel grossier est fixé aux sources. C'est donc là qu'apparaît le déficit en graviers et surtout en granules (1). Seules des roches intensément fracturées peuvent fournir ces éléments en abondance, encore qu'aux faibles tailles les fissures aient tendance à libérer les minéraux et non des agrégats de quelques minéraux.

La fraction sableuse est essentiellement formée de particules monominérales qui proviennent, par l'intermédiaire de nombreux remaniements, de la désagrégation granulaire des roches, principalement des roches endogènes ou métamorphiques grenues. L'étude de la répartition dimensionnelle des particules sableuses dans les sédiments revient donc à considérer les caractères granulométriques des roches mères. Mais nous manquons généralement de données précises à ce sujet et les roches mères sont souvent difficiles à localiser. Etant donné que la dimension des grains de sable diffère assez peu de celle des grains originels, il est logique d'admettre, d'après les résultats obtenus, que les minéraux les plus fréquents dans les massifs cristallins qui ont alimenté les sédiments de la région étudiée ont des tailles comprises entre 0,7 et 0,15 mm. Ce n'est pas là un trait original puisque C. Dake (1921 : in F. Petitjohn, 1957) estime que la proportion de grains de quartz supérieurs à 1 mm dans les roches cristallines grenues ne dépasse pas 10 %. Localement, en liaison avec un granite à gros grain comme celui de la partie occidentale du Massif de Barfleur, des dépôts de sables grossiers,

(1) Le déficit en graviers dont il est question n'est vrai qu'en granulométrie pondérale. Numériquement, les graviers sont naturellement plus abondants que les galets.

BILAN ORGANOGÈNE + TERRIGÈNE



RÉGION DU HAVRE : Courbes de fréquence d'échantillons recueillis en forage

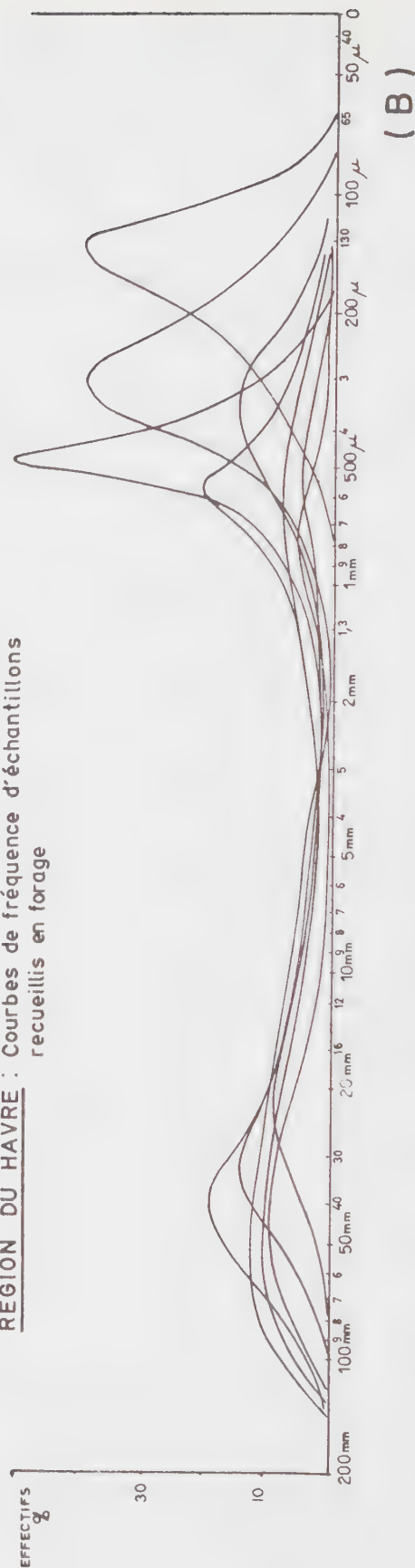


Fig.78

voire de granules, apparaissent mais leur extension est très limitée dans l'espace.

Le caractère bimodal de la répartition du matériel terrigène correspond à la présence de deux populations de grains de nature et d'origine différentes :

- une population caillouteuse à graveleuse composée d'éléments "préformés" (silex) et de fragments de roches (taille des grains les plus fréquents comprise entre 60 et 10 mm),
- une population sableuse, résultant de la désagrégation granulaire de roches quartzeuses (taille des grains les plus fréquents comprise entre 0,7 et 0,15 mm).

La rareté des gros minéraux et des petits fragments de roches entraîne un déficit de matériel autour de 2 mm.

b) La fraction organogène (fig. 77 A et B).

La distribution granulométrique du matériel organogène, en majeure partie formé de débris coquilliers, est unimodale avec une fréquence maximum autour de 0,5 mm.

Entre 2,5 et 0,55 mm, les fragments biogènes sont plus abondants que les éléments terrigènes de telle sorte que les dépôts dont le grain moyen est compris dans cette tranche dimensionnelle sont généralement à dominante calcaire (fig. 61). Ce résultat permet d'expliquer les fortes proportions de débris organogènes relevées par comptage dans les tranches granulométriques 5-2 mm, 2-1 mm et 1-0,5 mm (fig. 43 et 44). A l'examen de ces diagrammes, on aurait pu penser que les grains les plus fréquents de la fraction bioclastique avaient une taille voisine de 2 mm. Mais il n'était pas tenu compte de la fréquence du matériel lithoclastique aux différentes dimensions, ni de l'importance pondérale des fractions granulométriques considérées. Seule la détermination de la masse sédimentaire disponible superficiellement dans le périmètre étudié pouvait indiquer un optimum à 0,5 mm dans la distribution du matériel organogène.

L'abondance des débris biogènes dans la classe des granules et dans celle des sables grossiers compense partiellement le déficit de grains terrigènes dans ces fractions. Cependant, la distribution granulométrique du sédiment total (organogène + terrigène) est encore nettement

bimodale (fig. 78 A). Ce résultat vient confirmer la présence de deux populations de grains mises en évidence par la relation graphique : moyenne - indice de dispersion (fig. 74).

c) Conséquences pour la classification granulométrique des dépôts meubles.

Pour le matériel terrigène supérieur à 0,05 mm, la subdivision principale doit respecter l'intégrité des deux populations de grains. La limite à 2 mm, très souvent retenue (Cailleux, 1954 b) et située au milieu de la tranche granulométrique déficitaire, est satisfaisante. Elle présente en outre l'avantage de séparer deux catégories d'éléments aux propriétés physiques différentes (Bourcart, 1941). La coupure à 20 mm entre galets et graviers est secondaire.

Pour le matériel organogène, la seule limite qui puisse être envisagée se place à 0,5 mm. Elle concerne le comportement hydrodynamique des débris (voisin de celui du quartz au-dessous, différent au-dessus). Une coupure à 2 mm est sans signification.

Dans ces conditions, en s'adressant au sédiment entier, il est très difficile de trouver des limites de classes granulométriques qui soient satisfaisantes à tous égards. Les subdivisions à 2 et à 0,5 mm sont les plus justifiées, elles ont été adoptées pour la réalisation de la carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 (p. 233 , carte hors texte). Une limite à 20 mm a également été retenue. Outre qu'elle assure la séparation des galets, elle préserve l'unité du stock organogène presque entièrement inclus dans la fraction sablo-graveleuse. Il est en effet facile d'isoler et de tenir compte des coquilles entières supérieures à 20 mm

EN RESUME,

Chaque sous-zone sédimentaire est définie par des courbes cumulatives enveloppes et par une courbe moyenne des pourcentages cumulés (fig. 67 à 71) qui permettent de donner les principaux caractères d'un dépôt d'après sa localisation en se référant à la carte de répartition des sédiments (fig. 62). Le grain moyen est déterminé à l'aide de la carte des médianes (fig. 73). Cette figure montre aussi comment les sédiments s'affichent de la Manche centrale vers les deux extrémités de la Baie de Seine.

En surface, la couverture de dépôts meubles est formée d'éléments terrigènes mêlés à des débris organogènes. La répartition dimensionnelle des constituants de la fraction terrigène est bimodale avec des fréquences maxima entre 60 et 10 mm d'une part, 0,7 et 0,15 mm d'autre part. La tranche granulométrique comprise entre 1 et 3 mm est particulièrement pauvre en matériel lithoclastique composé de gros minéraux et de petits fragments de roches. Les débris organogènes ont une répartition unimodale avec optimum vers 0,5 mm. Entre 0,55 et 2,5 mm ce matériel est dominant ce qui permet d'expliquer les fortes teneurs en calcaire des sables grossiers et des sables granuleux. Prise dans sa totalité, la masse sédimentaire de la région se caractérise par une répartition bimodale de ses constituants (fig. 78 A), d'où la présence de deux populations principales de grains donnant des dépôts unimodaux (cailloutis à graviers d'une part, sables fins et sablons d'autre part) et des mélanges (sables graveleux). Dans ces derniers, l'abondance de débris coquilliers au comportement hydrodynamique particulier accentue l'hétérométrie.

Par rapport à la courbe cumulative du sédiment entier, la courbe cumulative de la fraction décalcifiée est décalée vers les fortes dimensions dans le cas de sédiments caillouteux et vers les faibles tailles dans le cas de dépôts à dominante sableuse (fig. 75). Les débris organogènes qui comblent partiellement le déficit de matériel lithoclastique dans les sables grossiers et les granules atténuent donc les différences granulométriques entre les dépôts sableux et les dépôts graveleux à caillouteux.

CHAPITRE IX

LA SEDIMENTATION ET LA MORPHOGENESE EN RELATION AVEC LES AGENTS HYDRODYNAMIQUES. EVOLUTION DU MODELE SEDIMENTAIRE.

Sommaire :

1 - COURANTS DE MAREE ET REPARTITION DES SEDIMENTS

11 - *Caractéristiques des courants de marée*

12 - *Début d'entraînement des sédiments sous l'action des courants*

13 - *Diamètre maximum des grains susceptibles d'être mis en mouvement*

14 - *Caractères granulométriques des sédiments et variation progressive de la vitesse des courants de marée.*

2 - BANCS SABLEUX ET RELATIONS AVEC LES COURANTS DE MAREE

21 - *Bancs de Barfleur et de la Hague*

22 - *Bancs de la Baie de Seine.*

3 - PRINCIPAUX CARACTERES DE LA SEDIMENTATION COTIERE

31 - *Généralités*

32 - *Effets des houles en profondeur et limite inférieure d'action dominante*

33 - *Sédimentation côtière entre le Cap de la Hague et Saint-Vaast-la-Hougue*

34 - *Sédimentation côtière dans la partie occidentale de la Baie de Seine*

35 - *Sédimentation côtière entre la Pointe de la Percée et le littoral cachois.*

4 - MISE EN PLACE ET EVOLUTION DU MODELE SEDIMENTAIRE AU COUR DU FLANDRIEN

41 - *Le modèle sédimentaire à 7 000 B.P.*

42 - *Le modèle sédimentaire avant 7 000 B.P.*

43 - *Le modèle sédimentaire après 7 000 B.P.*

CONCLUSION

1. COURANTS DE MAREE ET REPARTITION DES SEDIMENTS.

11 - CARACTERISTIQUES DES COURANTS DE MAREE DANS LA REGION ETUDIEE.

En Manche, le régime général des courants de marée est déterminé par trois facteurs principaux :

- les caractéristiques des ondes de marée, la plus importante venant de l'Atlantique,
- le relèvement progressif des fonds d'Ouest en Est,
- le tracé des côtes.

Tout spécialement, la presqu'île du Cotentin qui se dresse transversalement à la progression de l'onde incidente se déplaçant de la Manche occidentale vers le Pas-de-Calais a une influence essentielle sur les propriétés de la marée décrites par H. Lacombe (1951), H. Lacombe et M. Lemièrre (1953) (1).

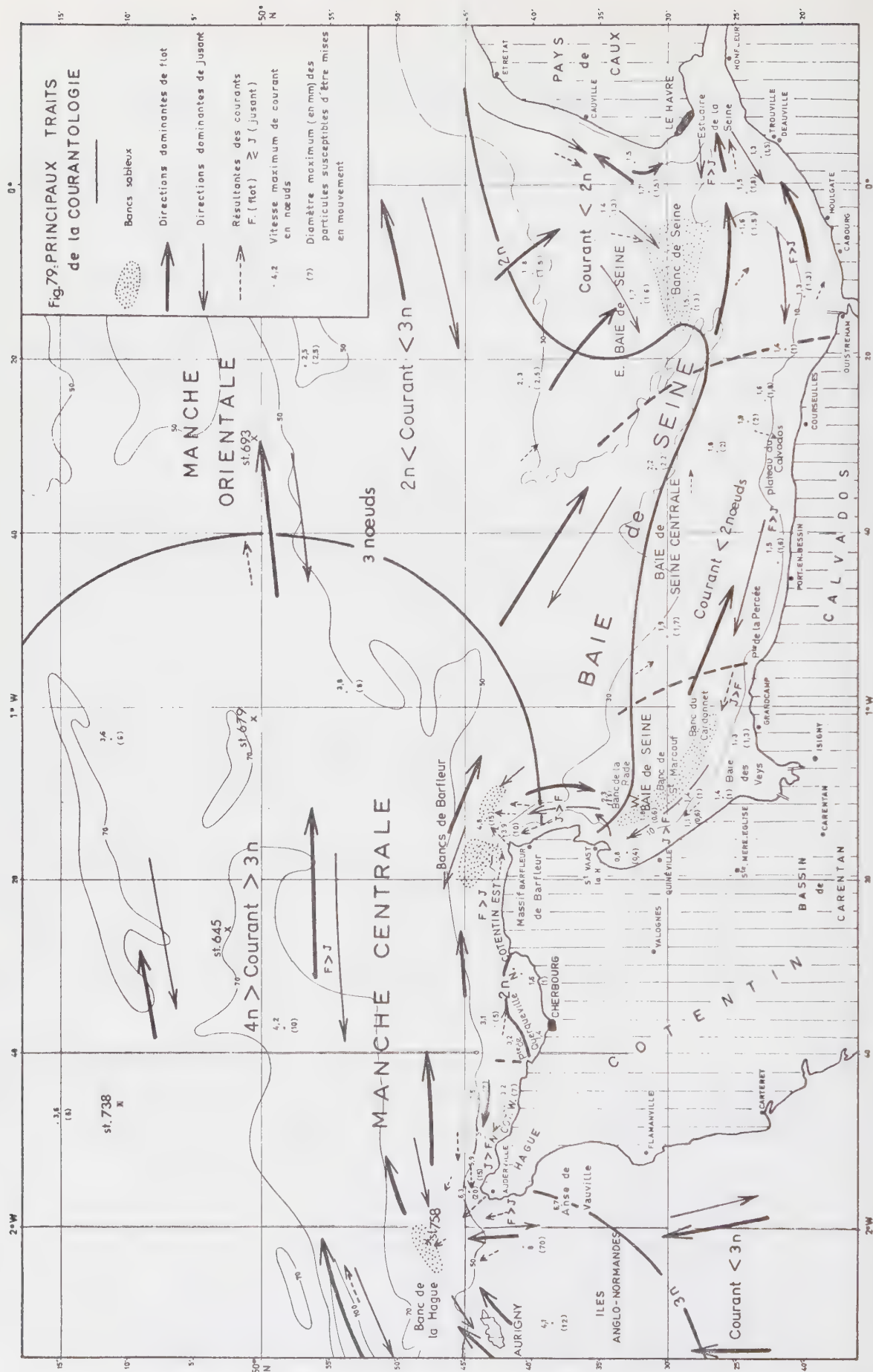
a) Vitesses des courants.

Les plus forts courants de la Manche se rencontrent au N du Cotentin. Ils sont généralement compris entre 3 et 4 noeuds mais ces vitesses sont nettement dépassées aux abords de la Pointe de Barfleur et surtout du Cap de la Hague où ils atteignent localement 8 noeuds et même davantage en marées de vive-eau. Dans ces régions, il s'agit plutôt de courants hydrauliques que de courants liés à un phénomène ondulatoire. Au contraire, les courants s'amortissent dans les rentrants de la côte : Anse d'Ecalgrain, Anse Saint-Martin, Anse de Cherbourg, Anse de la Mondrée, Anse du Cul de Loup.

L'élargissement de la mer à l'E de la presqu'île du Cotentin entraîne une diminution de la vitesse des courants (fig. 79). En Baie de Seine, ils sont d'autant plus faibles que la tranche d'eau est mince, les vitesses minima se rencontrent aux extrémités de la baie :

- d'une part au SE de l'embouchure de la Seine où les valeurs ne dépassent pas 1,6 noeud en vive-eau,

(1) Ces auteurs ont rédigé l'ouvrage publié par le Service Hydrographique de la Marine (n° 550, ex. 427 A, 1953) consacré aux courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique.



- d'autre part dans la zone pré-littorale bordant le Cotentin où les vitesses maxima sont de l'ordre de 1 noeud.

Des conditions très spéciales règnent dans les estuaires où les eaux canalisées s'écoulent à des vitesses dépassant parfois 2 noeuds.

b) Direction et résultante des courants.

Dans l'ensemble, les courants de marée sont alternatifs. Le flot opposé au jusant a une direction en étroite relation avec l'onde incidente de marée qui progresse vers l'Est. Ce schéma général se modifie à l'approche du rivage où les courants tendent à s'orienter parallèlement au trait de côte. Ainsi, des composantes nord-sud très appréciables existent en bordure de la côte est du Cotentin et au S du Cap d'Antifer devant le littoral cauchois.

Dans la région côtière, la presqu'île du Cotentin fait naître d'importantes dissymétries entre les deux phases du courant. Au S du parallèle de Barfleur, elle abrite la frange pré-littorale de l'onde générale de flot progressant vers la Manche orientale. Le jusant qui porte au Nord y est donc prépondérant en durée (le flot s'établit avec un certain retard par rapport à l'ensemble de la Baie de Seine) et en vitesse maximum. Par exemple, au large de l'Ile Tatihou en vive-eau, le jusant atteint 2,3 noeuds alors que le flot ne dépasse pas 2 noeuds (station 224 du Service Hydrographique de la Marine, 1953). Inversement, la bande côtière située au N du Cotentin est abritée du jusant, d'où la prépondérance du flot en durée et en intensité qui se fait sentir jusqu'à la Pointe de Querqueville à l'W de Cherbourg.

Pour une raison analogue, des dissymétries flot-jusant existent de part et d'autre du Cap de la Hague. Au Nord, le jusant est dominant, c'est l'inverse à l'Ouest. Ces particularités conditionnées par la morphologie de la presqu'île s'estompent peu à peu vers le large. A une dizaine de milles de la côte on retrouve le régime général de la Manche avec un courant de flot légèrement prépondérant.

Dans la partie orientale de la Baie de Seine, les courants subissent à la fois l'influence du tracé côtier (à angle droit) et de l'estuaire de telle sorte que la circulation des eaux au cours d'une marée est assez complexe (voir p. 299 et fig. 87). Cela se traduit notamment par l'existence de courants antagonistes à certaines heures de la marée et par la

"tenue du plein", phénomène bien connu au Havre. Dans l'ensemble, les courants à composantes sud sont dominants.

Ces différents caractères apparaissent sur la figure 79 sur laquelle sont également portées les directions dominantes de flot, de jusant et les résultantes approchées des forces tractrices sur le fond (1). L'énergie des courants de marée se concentre vers certaines régions privilégiées : Banc de Seine, prolongements de la presqu'île de la Hague et de la Pointe de Barfleur. Au contraire, les forces résultantes divergent de part et d'autre de la Pointe de la Percée (en Baie de Seine) et de la Pointe de Querqueville (au N du Cotentin). Les caractéristiques courantologiques permettent finalement de distinguer les unités géographiques suivantes : régions de l'W du Cotentin et des Iles anglo-normandes, du Nord-Cotentin ouest, du Nord-Cotentin est, de la Manche centrale, des parties occidentale, centrale et orientale de la Baie de Seine (fig. 79).

c) Influence de la hauteur d'eau.

Les courants de marée affectent toute la masse de l'eau et, d'après les études de l'Amirauté britannique (in A. Guilcher, 1965), leur vitesse reste constante jusqu'au fond tant que la hauteur d'eau est inférieure à 20 m. Pour des profondeurs plus grandes, on relève une vitesse maxima à quelques mètres de la surface, puis les valeurs décroissent, surtout à proximité immédiate du fond, comme le montrent les résultats des nombreuses mesures réalisées par J. Van Veen (1936) dans le Pas-de-Calais. Les relevés de A. Courtier (1924) et de P. Giresse (1968) au N du Cotentin, de L. Berthois, R. Brenot, G. Auffret et M. Du Buit (1970 b) en Manche orientale, indiquent également un ralentissement des courants près du fond.

La plupart de nos informations courantologiques correspondent

(1) Les formules utilisées en hydraulique pour déterminer le débit solide en régime de charriage montrent que les quantités transportées sont approximativement proportionnelles à la troisième puissance de la vitesse des courants. Pour les différentes stations courantologiques retenues par le Service Hydrographique de la Marine dans le périmètre étudié, les vitesses de courants relevées au cours d'un cycle de marée de vive-eau ont donc été élevées au cube. J'en ai ensuite déterminé graphiquement la résultante. On peut considérer que le vecteur obtenu indique approximativement la direction résultante des forces tractrices sur le fond. Ce sont ces vecteurs qui sont reportés sur la figure 79. Leur longueur tient compte des valeurs absolues obtenues sans qu'il y ait proportionnalité exacte étant donné leur trop large éventail. De plus, les valeurs trouvées ne sont probablement qu'approchées étant donné que les vitesses de courants sur le fond ne sont pas identiques aux vitesses de courants mesurées près de la surface (voir ci-dessous).

à des mesures faites par le Service Hydrographique de la Marine entre 3 et 5 m de profondeur. Les vitesses sur le fond sont sans doute un peu moins élevées mais il n'est pas possible de les déduire des vitesses relevées près de la surface car des facteurs indépendants de la hauteur d'eau interviennent : morphologie et rugosité du fond, turbulence du milieu. Les courants de marée conservent généralement la même direction quelle que soit l'épaisseur de la tranche d'eau, sauf quand ils sont canalisés par les irrégularités du fond.

12 - DEBUT D'ENTRAÎNEMENT DES SEDIMENTS SOUS L'ACTION DES COURANTS.

Depuis les travaux désormais classiques de F. Hjülstrom (1939) concernant la mise en mouvement, le transport et le dépôt des particules sédimentaires en fonction de leur taille, divers auteurs ont repris l'étude théorique et expérimentale du début d'entraînement des sédiments par les courants. R. Bonnefille (1963) a publié une synthèse des lois proposées pour les dépôts non cohésifs du type sables ou graviers. Son abaque, reproduit sur la figure 80, permet de déterminer la vitesse du courant nécessaire à la mise en mouvement d'un sédiment connaissant le diamètre de ses composants et la hauteur d'eau H.

Pour les dépôts cohésifs du type vase, la vitesse moyenne de début d'entraînement ou seuil critique de remise en suspension ne dépend plus du diamètre des particules mais de la rigidité des dépôts comme l'on montré de récentes recherches expérimentales (Migniot, Larsonneur, Dangeard, 1968; Larsonneur, Migniot, Dangeard, Conard, 1968; Migniot, 1968) (1). La rigidité des massifs de vase est principalement fonction de leur concentration, c'est-à-dire de l'état de tassement des complexes sol-eau. Elle est également liée à la granulométrie des dépôts, à leur teneur en sables, à la composition chimique et à la nature minéralogique des argiles de telle sorte qu'à concentration égale, la vitesse critique d'érosion varie d'un sédiment à l'autre (fig. 81). De plus, pour un même sédiment, l'érosion est plus difficile en eau de mer qu'en eau douce : la vitesse du courant doit être d'environ 1,7 fois plus grande.

Remarque :

Ces différents résultats ont été obtenus pour un écoulement fluide en régime continu, c'est-à-dire ne variant que très lentement en

(1) Expériences réalisées au Laboratoire Central d'Hydraulique de France pour le compte du C.N.R.S., sous la direction de Monsieur le Professeur L. Dangeard.

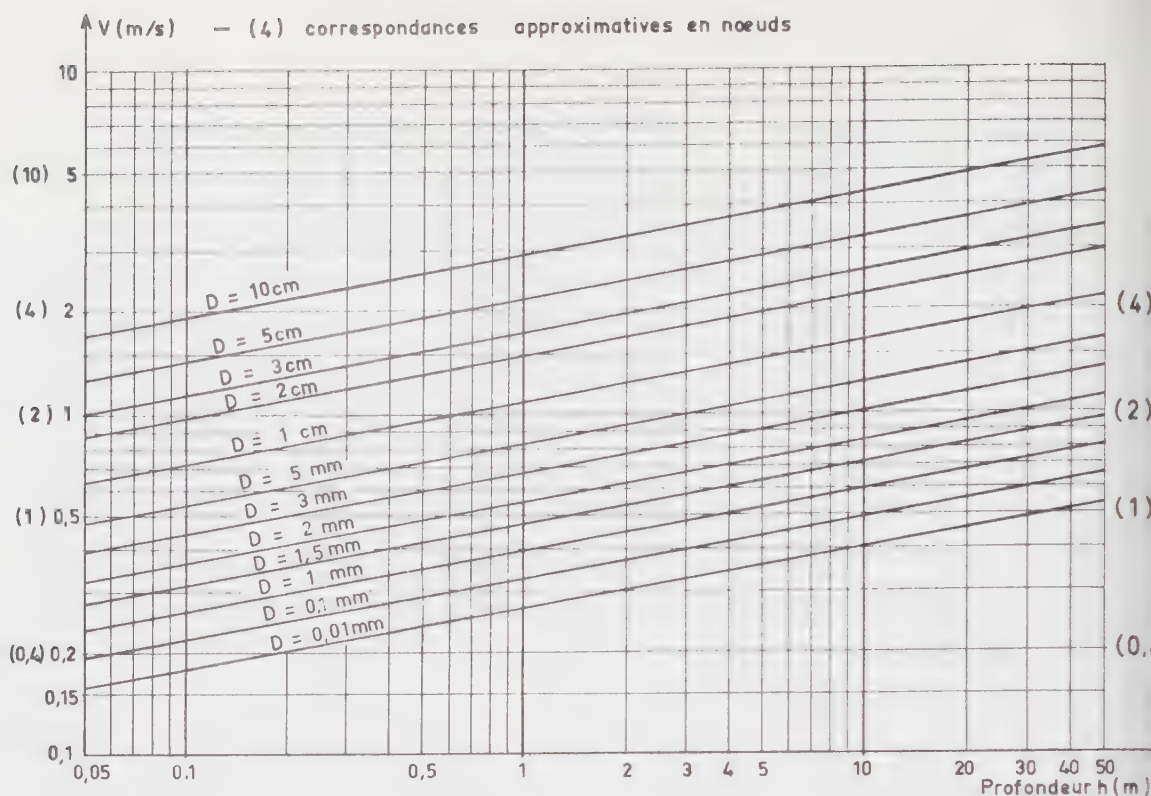


Fig. 80 : Vitesse V de début d'entraînement du sable de diamètre D (d'après R. Bonnefille)
- sédiments non cohésifs -

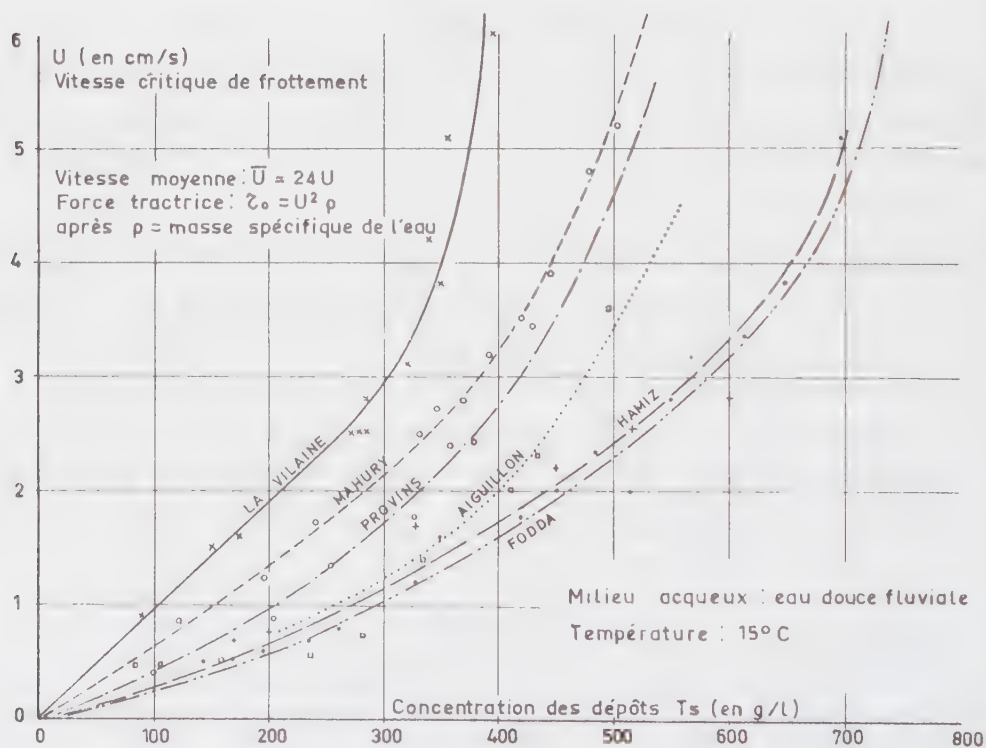


Fig. 81 : Vitesses critiques d'érosion de différentes vases plus ou moins compactes
(d'après les expériences réalisées par le L.C.H.F)

intensité et en direction. Ce ne sont pas les conditions qui règnent en mer sous l'action des courants de marée mais, faute d'informations précises à ce sujet, les données rapportées ci-dessus permettent une approche des modalités d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments dans le périmètre étudié.

13 - DIAMETRE MAXIMUM DES GRAINS SUSCEPTIBLES D'ETRE MIS EN MOUVEMENT.

L'abaque proposé par R. Bonnefille (fig. 80) montre que pour une profondeur de 30 m (valeur moyenne en Baie de Seine), un courant de 2 noeuds est capable de mettre en mouvement des particules siliceuses de 2 mm de diamètre. Pour 3 noeuds on passe à 5 mm. Ces valeurs sont fréquentes dans la région étudiée et sont même souvent dépassées au large du Cotentin. Sables et granules sont donc généralement soumis aux courants de marée.

Pour déterminer le diamètre maximum des grains susceptibles d'être mis en mouvement, j'ai utilisé les vitesses de courant maxima fournies par le Service Hydrographique de la Marine en tenant compte de la profondeur. Les résultats sont portés sur la figure 79.

Remarques :

a) Les vitesses maxima données par le Service Hydrographique de la Marine correspondent au coefficient de marée 95 (valeur moyenne en vive-eau) (1). Ce coefficient est fréquemment dépassé et atteint des valeurs de l'ordre de 110-115 en marée d'équinoxe. Sachant qu'en vive-eau moyenne (coeff. 95) la vitesse des courants est approximativement le double de celle relevée en morte-eau moyenne (coeff. 45), les vitesses maxima de courant sont nettement sous-estimées en utilisant celles des marées de coefficient 95.

b) Les résultats obtenus sont valables pour des grains siliceux et non pour des débris organogènes pour lesquels nous ne disposons pas de données expérimentales concernant les vitesses de début d'entraînement. En nous référant aux résultats relatifs aux vitesses de chute obtenus par L. Berthois (Berthois et Guilcher, 1959; Berthois, 1965) il apparaît qu'un fragment de coquille de Lamellibranche d'un diamètre moyen de 1,5 mm a même vitesse de chute qu'un grain sphérique de quartz de 0,8 mm. A des tailles supérieures on relève les correspondances suivantes : 2,5 mm et 1 mm, 7 mm et 1,5 mm, 12 mm et 2 mm). Au total, les débris coquilliers compris entre 0,5 mm et 12 mm ont un comportement hydraulique voisin de celui des grains de quartz compris entre 0,5 mm et 2 mm. Les fragments plus grands sont probablement assimilables aux granules.

(1) Le coefficient de marée est un nombre proportionnel à l'amplitude de la marée. Il est exprimé en centièmes. Par définition, le coefficient 120 est attribué à l'amplitude des marées extraordinaires de vive-eau d'équinoxe et le coefficient 20 aux marées de morte-eau les plus faibles.

Les cartes de répartition des sédiments (fig. 62, 63 et 64) et des médianes (fig. 73), comparées aux résultats indiqués sur la figure 79, montrent qu'en Baie de Seine la majeure partie des constituants de la couverture meuble est susceptible d'être mise en mouvement par les courants de marée les plus forts. Les rides sableuses, fraîchement formées, observées sur plusieurs photographies sous-marines (pl. XIII, 4 et 5; pl. XIV, 5, pl. XV, 2 par exemple) apportent la preuve de ces mouvements. En résulte-t-il des migrations importantes de matériel sableux ? Les caractéristiques granulométriques des dépôts superficiels se modifient-elles en fonction des nombreuses variations de la vitesse des courants dans le temps (1)?

Très localement, dans des zones de transition, il arrive que le spectre d'énergie, c'est-à-dire l'éventail des vitesses de courant en un lieu donné (Friedman, 1967), entraîne la modification passagère des caractéristiques principales des dépôts. Par exemple, au large de Saint-Vaast-la-Hougue, la disposition rayonnante des zones sédimentaires (fig. 64) amène les graviers (zone II) au voisinage des sables fins (sous-zone Vd) de telle sorte que dans une région très limitée, les fonds peuvent être graveleux ou partiellement sableux en fonction de la force des courants (pl. XIII, 4 et 5).

Mais il s'agit là de cas particuliers. Après avoir renouvelé les prélèvements en quelques stations et obtenu des résultats très voisins dans les différentes sous-zones sédimentaires à partir d'échantillons recueillis à divers moments des cycles de marée, j'ai acquis la certitude que les actions hydrodynamiques de courte durée ne modifient généralement pas les caractéristiques granulométriques essentielles des dépôts. Ces dernières résultent sans doute de l'histoire flandrienne. En effet, les conditions hydrodynamiques actuelles règnent vraisemblablement depuis plusieurs millénaires (p. 325) et, progressivement, les sédiments ont acquis des caractères granulométriques adaptés au milieu ambiant. Etant donné que les courants ne sont pas constants en un lieu donné, ces caractères représentent probablement une résultante des forces en présence. Les déplacements qui se produisent

- (1) Les courants varient au cours d'une marée (de zéro : étales de courant, à un courant maximum de flot et de jusant), au cours d'un cycle lunaire (vive-eau et morte-eau), au cours de l'année (phases de vives-eaux d'équinoxes et de faibles vives-eaux) et même au cours de cycles plus longs (Saros = périodicité du rythme des marées de 18 ans et 15,5 jours).

peuvent correspondre :

- à des mouvements de va-et-vient dans une aire géographique limitée appartenant à une sous-zone sédimentaire,
- au cheminement progressif de particules n'ayant pas encore atteint la zone sédimentaire où ils seront en équilibre avec les conditions hydrodynamiques ambiantes (particules organogènes introduites depuis peu dans le bassin sédimentaire notamment).

132 - Les résultats en Manche centrale.

Dans cette région, les valeurs portées sur la figure 79 indiquent la mise en mouvement des matériaux allant jusqu'à la taille des galets. Les galets seraient donc stables. Pourtant, certains caractères de la couverture caillouteuse indiquent semble-t-il une certaine mobilité de ces éléments.

a) Au N du Cotentin, principalement dans le prolongement de la Fosse centrale, les cailloutis sont dépourvus d'épifaune et parfaitement propres sur toute leur surface (fig. 59 et pl. XI, 2 par exemple).

b) La couverture caillouteuse se caractérise au large du Cotentin, par la taille décroissante de ses constituants, sensiblement d'Ouest en Est, comme le montrent les figures donnant la répartition des galets (fig. 37 et 38), des médianes (fig. 73) et du percentile 84 (fig. 82) (1). Cela correspond à un certain triage du matériel grossier et non à une évolution d'ordre pétrographique. Au-delà d'une frange côtière qui ne présente pas les caractères considérés, les silex constituent en effet la majeure partie des dépôts meubles (fig. 24) et la taille de ces éléments diminue elle aussi d'Ouest en Est. Aux stations 738, 645, 679 et 693 situées au N du 50° parallèle, entre 1° 50' W et 0° 30' W (fig. 79), les médianes des galets de silex, pris séparément, sont respectivement de 70, 65, 40 et 32 mm.

L'interprétation de ces résultats n'est pas aisée car la mise en mouvement de petits galets (3 cm), par 50 m de profondeur, nécessite théoriquement des courants de plus de 6 noeuds. Or, ces vitesses, rencontrées dans le Raz Blanchart, ne sont pas atteintes au large de Cherbourg.

(1) Ce paramètre, défini graphiquement pour calculer l'indice de dispersion, est tel que 16 % des grains ont un diamètre inférieur et 84 % un diamètre supérieur. Sa répartition renseigne sur l'évolution des caractères granulométriques dans la fraction la plus fine des dépôts.

Pour rendre compte du mouvement des galets dépourvus d'épifaune et propres sur toutes leurs faces, l'hypothèse la plus vraisemblable est celle d'une action conjuguée des courants de marée de vives-eaux et de fortes houles. Le courant de flot dominant et dirigé vers l'Est peut en particulier être renforcé par les houles de secteur SW à NW qui sont prépondérantes dans la région (voir roses et résultantes des vents pour Cherbourg et le Cap de la Hague ; fig. 88).

Cette action conjuguée des houles et des courants s'exerce sans doute depuis plusieurs millénaires. Elle a dû entraîner une certaine migration du matériel grossier vers l'Est, notamment des graviers, mais il est peu probable que les galets aient subi de longs déplacements. Pour rendre compte de la distribution de ces éléments d'Ouest en Est, au voisinage du 50° parallèle, deux hypothèses peuvent alors être envisagées :

- intervention de courants plus forts que ceux d'aujourd'hui à une époque où la Manche occidentale n'était reliée à la Mer du Nord que par un bras de mer assez étroit (environs de 8 500 ans B.P.),

- mise en place antéflandrienne dans des conditions difficiles à préciser.

Remarques :

- 1) Les mouvements qui ont pu s'effectuer dans la couverture caillouteuse au cours du Flandrien concernant surtout la province pétrographique à silex (p. 215) où les constituants ont été partiellement redistribués. Les districts pétrographiques côtiers (phyllades, granites ...) ont été peu remaniés (matériel anguleux, non trié).
- 2) L'amortissement des courants au cours des étales (phases de renverse des courants) se traduit par le dépôt de sables ou de granules, souvent coquilliers, venant se loger entre les galets (pl. XI, 2; XII, 1 et 2). Ces éléments peuvent ainsi se trouver piégés après un court transport de telle sorte que la fine mouture organogène des cailloutis est souvent en relation étroite avec les biocoenoses locales.

14 - CARACTERES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS ET VARIATION PROGRESSIVE DE LA VITESSE DES COURANTS DE MAREE.

Les caractéristiques des courants de marée ne sont connues que par un nombre limité de mesures dont l'emplacement est indiqué sur la fig. 79. Or, le schéma général de distribution des sédiments qui ressort de la cartographie des dépôts par tranches granulométriques (fig. 37, 39, 45, 46) ou par zones sédimentaires (fig. 62, 63 et 64) donne une image des forces hydrodynamiques en présence et de leur variation. La répartition de certai

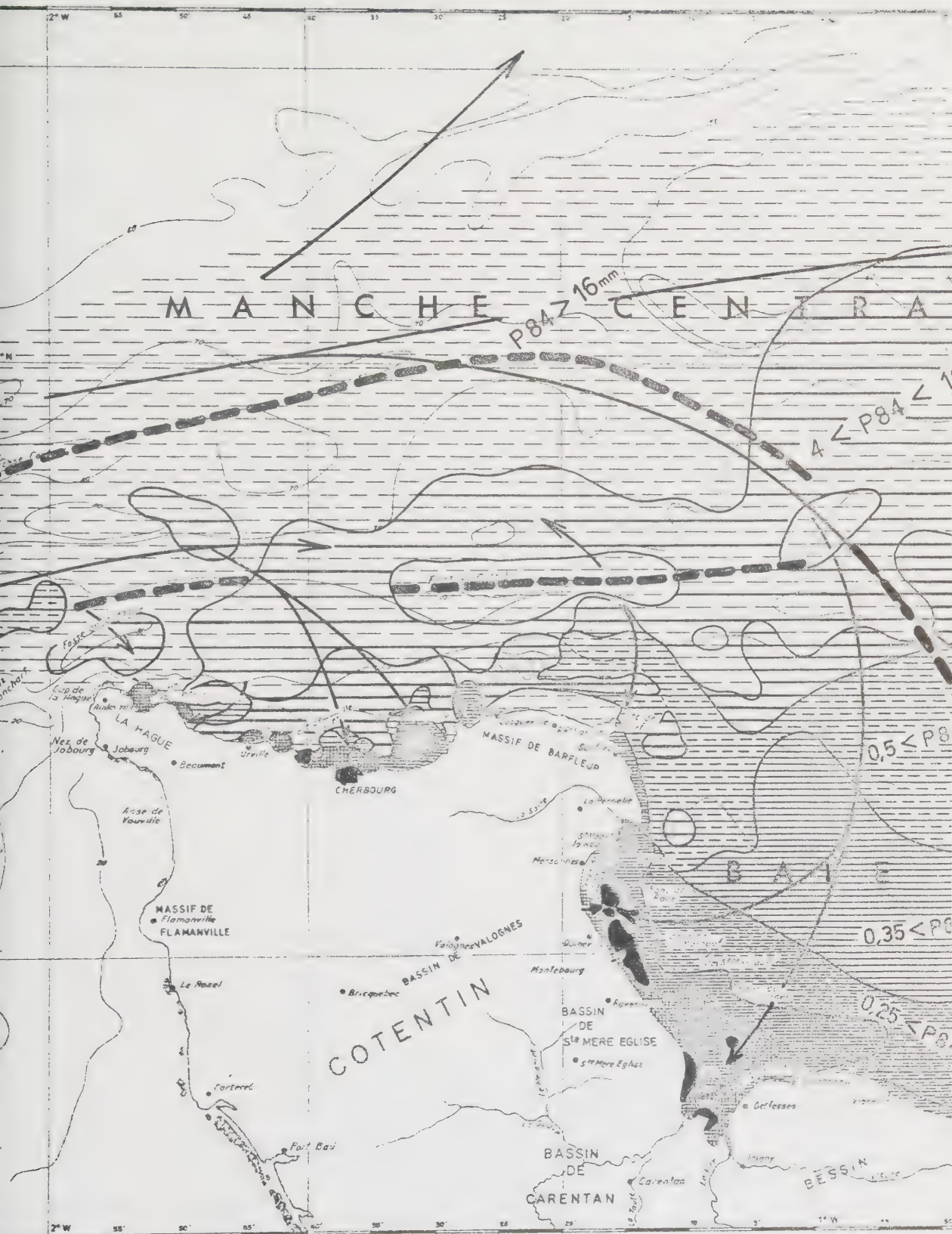


Fig. 82
RÉPARTITION du PERCENTILE 84

→ Diminution des valeurs

--- Régions délimitées par une
ligne de valeurs maximales



indices granulométriques (médiane : fig. 73, percentile 84 : fig. 82) met en évidence les niveaux d'énergie successifs et apporte par conséquent des informations précises sur l'évolution progressive des vitesses de courant dans l'espace.

Ces documents soulignent que les actions dynamiques les plus vives se rencontrent à l'entrée de la Manche centrale, dans le prolongement de la Fosse centrale qui canalise le courant de flot. Les dépôts très grossiers sont alors interrompus par de nombreux affleurements rocheux. Au large de la région cherbourgeoise, du Nord-Nord-Ouest au Sud-Sud-Est, des sédiments de plus en plus fins apparaissent à la faveur de l'abri créé par la Pointe de la Hague vis-à-vis de l'onde incidente de flot dont le rôle est donc prépondérant.

En Baie de Seine, les courants ont tendance à s'incurver pour suivre le tracé général de la côte. C'est au voisinage de l'axe de la baie, au large d'Arromanches, qu'ils exercent leur action la plus marquée. Les vitesses demeurent relativement élevées jusqu'aux Rochers du Calvados, à proximité du rivage. Vers l'Estuaire de la Seine d'une part, et la Baie des Veys d'autre part, les courants s'amortissent progressivement en raison du relèvement des fonds et des abris que constituent à grande échelle :

- le Cotentin par rapport au courant de flot dans la partie occidentale de la baie,
- le Pays de Caux par rapport au courant de jusant dans la partie orientale.

Le régime hydrodynamique de l'estuaire confère une certaine originalité à cette dernière région de telle sorte qu'elle n'est pas exactement le symétrique de l'autre extrémité de la baie.

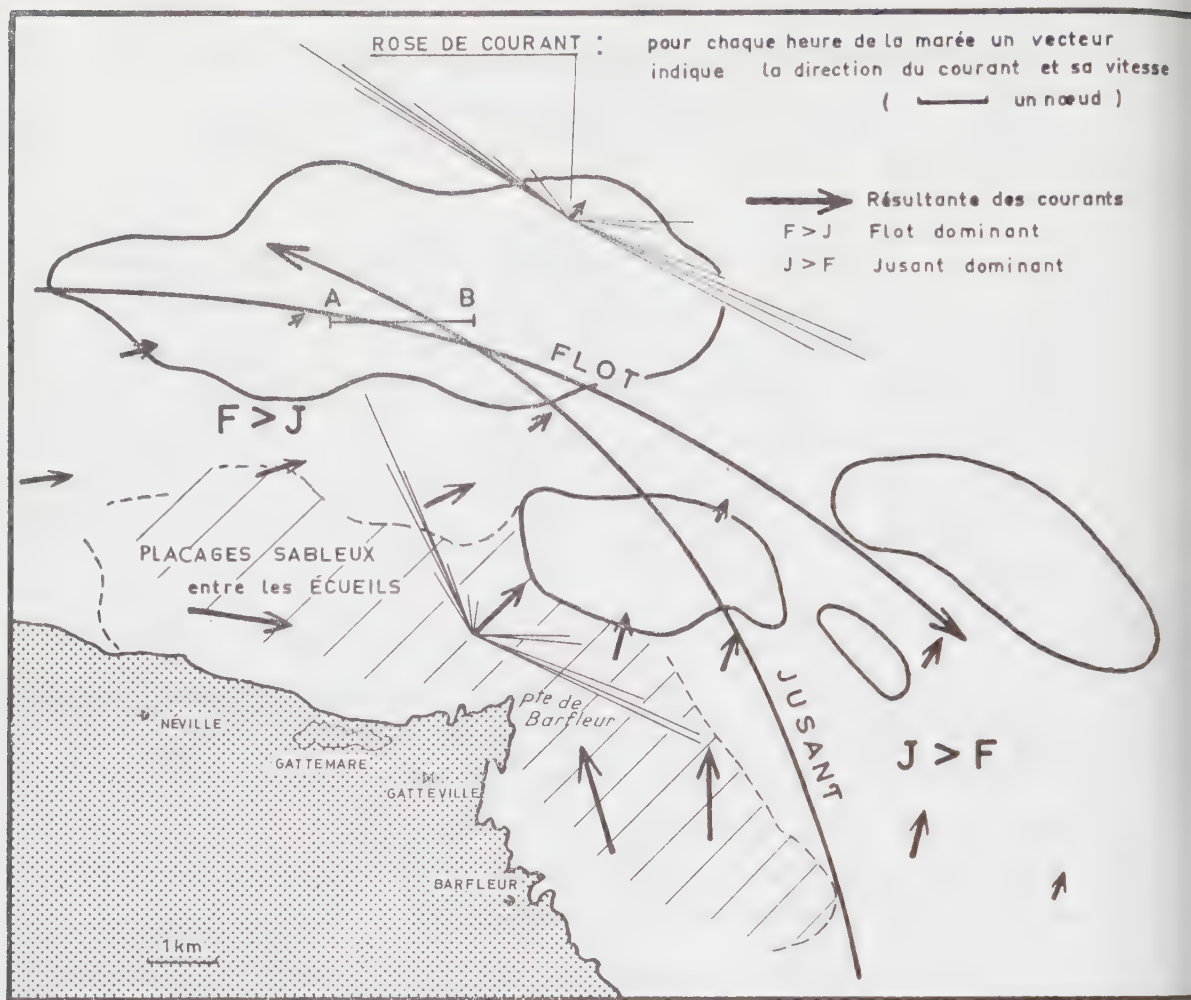
2. BANCS SABLEUX ET LEURS RELATIONS AVEC LES COURANTS DE MAREE.

21- BANCS DE BARFLEUR ET DE LA HAGUE.

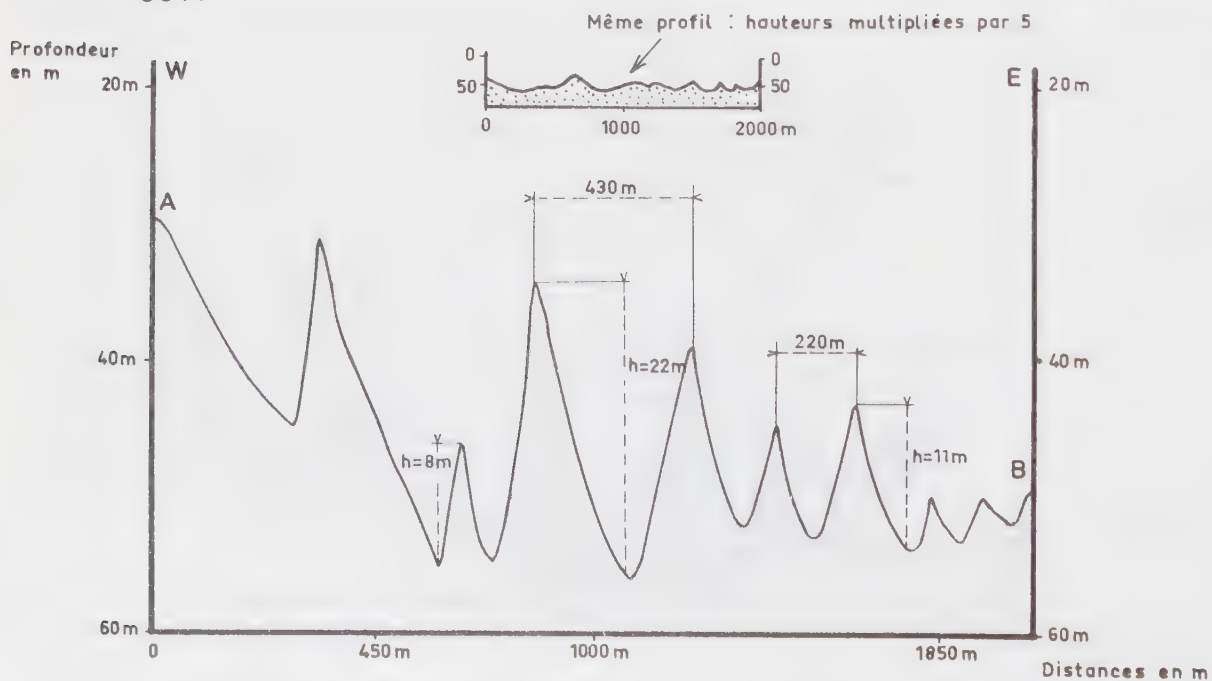
211) Description.

Des bancs sableux ont été découverts à quelques milles de la côte, d'une part au N et au NE de Barfleur, d'autre part au NW de la Pointe de la Hague (fig. 79). Le Banc de la Hague s'allonge en direction SW-NE, les

Fig.83 : BANCS SABLEUX de BARFLEUR



83 A



83 B : Profil topographique E-W suivant AB (d'après enregistrement à l'écho-sondeur montrant les dunes hydrauliques

Bancs de Barfleur sont sensiblement parallèles au trait de côte (fig. 83).

En surface, ils sont affectés de dunes hydrauliques dont la longueur d'onde varie entre 100 et 450 m pour une amplitude comprise entre 5 et 25 m (fig. 83). Peu épais dans l'ensemble, ils laissent parfois affleurer leur substratum rocheux ou caillouteux à la faveur de dépressions interdunaires.

Ces accumulations sont constituées d'un sable zoogène grossier, bien trié, dont la médiane est généralement comprise entre 0,8 et 1 mm (fig. 84). Les valeurs supérieures correspondent à des mélanges caractérisés en outre par une dispersion plus forte. Ces caractères granulométriques sont voisins de ceux des formations analogues décrites en Manche occidentale par F. Hinschberger (1962 et 1969), G. Boillot (1960 a et 1964) et P. Hommeril (1967 a). La teneur en calcaire oscille entre 60 et 70 %, elle est proche de celle relevée par P. Hommeril dans les bancs de la région des Iles anglo-normandes, mais plus faible que celle des hauts-fonds sableux des environs de Roscoff (Boillot) ou de l'Iroise (Hinschberger). Ce calcaire est exclusivement bioclastique zoogène : fragments de Lamellibranches et pièces de Balanes principalement (fig. 43 : stations 344, 354 et 758). Ces débris sont émoussés et lustrés, la fraction quartzeuse est riche en grains picotés ou émoussés luisants (fig. 48 : stations 326, 586, 933 et 962 d'une part, 759 d'autre part), autant de caractères qui témoignent d'une intense agitation des eaux.

212 - *Mise en place.*

Les bancs sableux de Barfleur et de la Hague se présentent comme des édifications étrangères au schéma général de répartition des sédiments qui se suit de la Manche centrale à la Baie de Seine. Doit-on en conclure que ces formations ne résultent pas de l'action des courants de marée ?

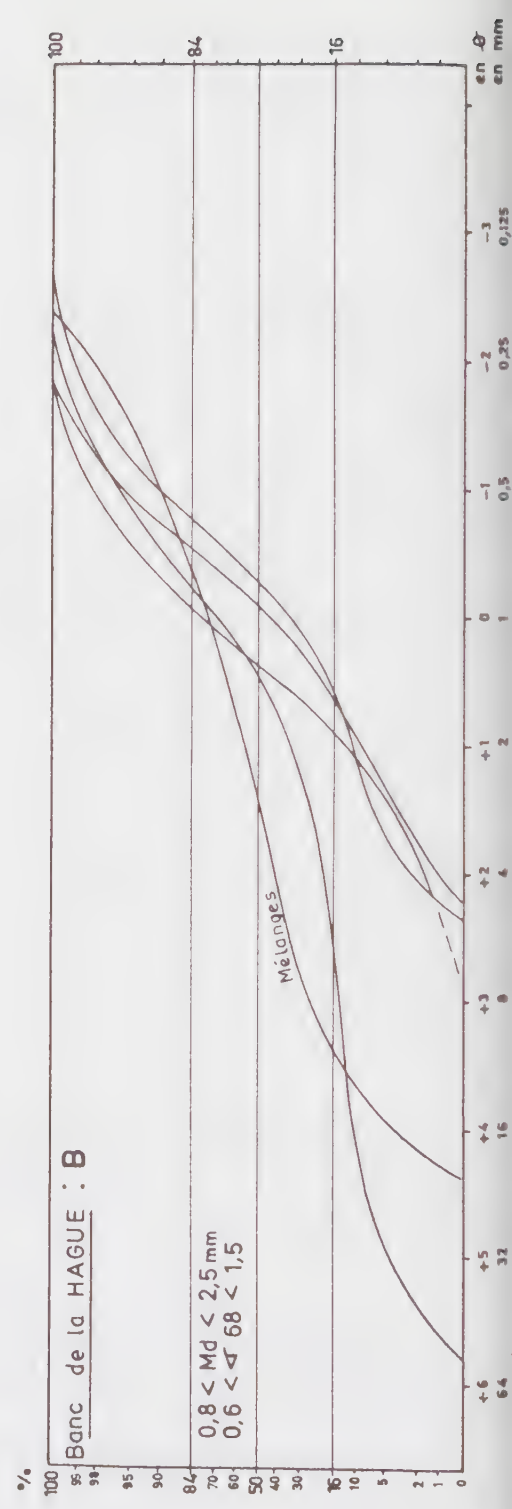
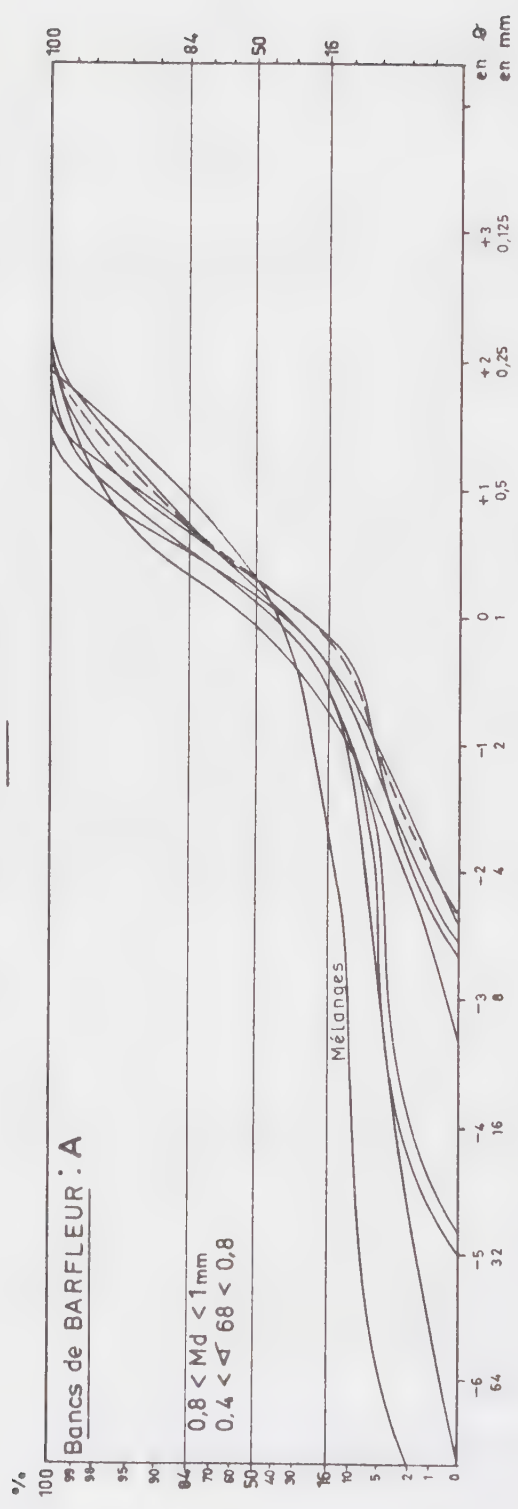
Les principales hypothèses formulées pour expliquer la mise en place des dunes hydrauliques ont été rassemblées par P. Hommeril (1967 a), elles peuvent se résumer comme suit :

- Dans la Tremadoc-Bay, sous une tranche d'eau de quelques mètres, V. Caston (1963) attribue à la houle la formation de rides sableuses à grande longueur d'onde et à faible amplitude.

- Sur le Banc de la Chapelle et en Mer d'Irlande, entre 140 et 160 m de profondeur, D. Cartwright, A. Stride (1958) et J. Harvey (1966) envisagent l'action de vagues stationnaires internes dues à des brassages thermiques

Fig.84 : BANCS SABLEUX au NORD du COTENTIN

COURBES GRANULOMETRIQUES



ou salins. Pour les rides du Banc de la Chapelle, L. Berthois (1959) arrive à des conclusions différentes : les grandes (500 à 800 m de longueur d'onde) sont probablement fossiles, tandis que les petites qui les surmontent (une trentaine de mètres de longueur d'onde) paraissent édifiées par les courants actuels.

- En Manche et dans les mers voisines, la formation des dunes hydrauliques est généralement attribuée aux courants de marée (Berthois, 1959; Hinchberger, 1962; Boillot, 1964; Dingle, 1965; Jones, Kain et Stride, 1965; Hommeril, 1967 a). Cependant, un seul et même processus n'explique pas la genèse de tous les bancs. Il faut chaque fois déceler les caractères hydrodynamiques particuliers en liaison avec la morphologie littorale ou sous-marine.

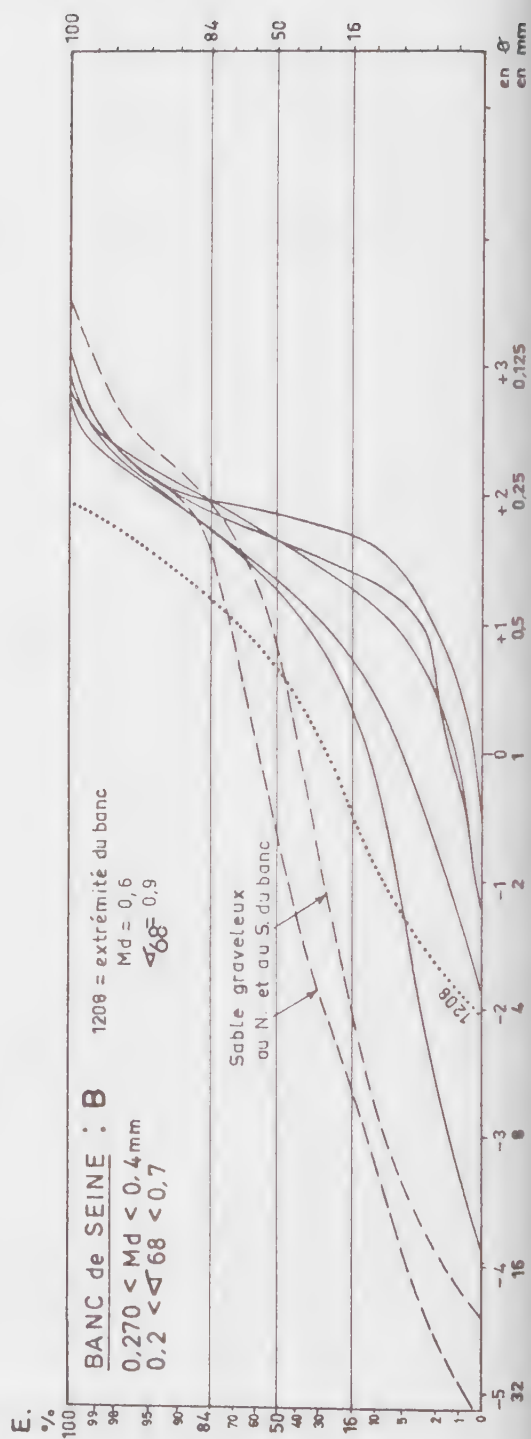
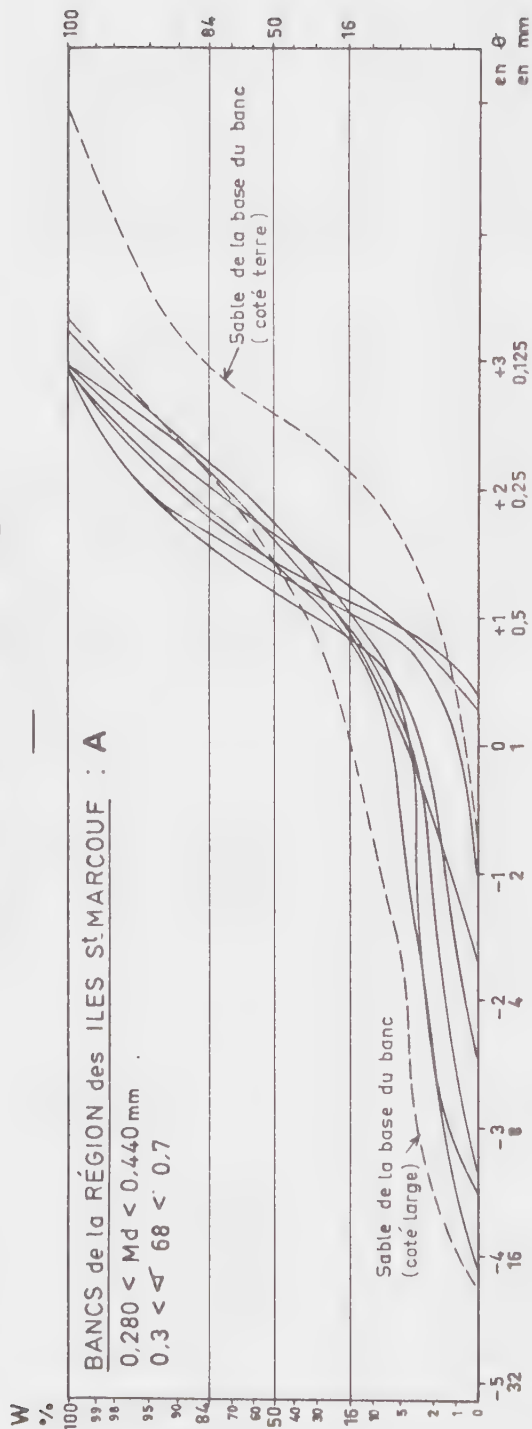
Les bancs de la Hague et de Barfleur se trouvent entre - 40 et - 60 m. Or, les houles cessent d'avoir une action dominante sur les sédiments superficiels à faible profondeur (- 7 m environ dans la partie occidentale de la Baie de Seine). Au-delà, elles sont relayées par les courants de marée (p. 305). Par conséquent, au N du Cotentin, les houles ne sont pas responsables de la formation des bancs sableux dont l'orientation ne correspond d'ailleurs pas à leurs caractéristiques. Par contre, ces édifications se trouvent dans des zones intensément brassées par les courants de marée et leur rôle est déterminant.

a) Bancs de Barfleur.

Dans cette région très agitée, les dépôts de sables peuvent s'expliquer par la présence d'un piège hydraulique dû au tracé presque à angle droit de la côte. Cette morphologie côtière entraîne, nous l'avons vu (p. 281), la prédominance du courant de flot au N du Cotentin et celle du jusant à l'Est. Etant donné que ces particularités courantologiques s'estompent progressivement en s'éloignant du rivage, la force résultante des courants indiquant le sens du déplacement des matériaux se modifie, en direction et en intensité, comme le montre schématiquement la figure 83 A. Les sables acheminés au large de la Pointe de Barfleur s'accumulent en bancs là où la résultante des courants s'annule. Les dunes hydrauliques qui les affectent se disposent sans doute transversalement aux courants de flot ou de jusant. Elles sont probablement très mobiles contrairement aux bancs dont la position est liée au cadre morphologique. A ce sujet, l'ensellement du Massif granitique de Barfleur, au N de l'Anse de Gatteville, favorise vraisemblablement les modifications courantologiques nécessaires au dépôt des sables.

Fig. 85 : BANCS de SABLE FIN de la BAIE de SEINE

COURBES GRANULOMETRIQUES



b) Banc de la Hague.

Au NW de la Hague, la situation est sensiblement symétrique de celle qui vient d'être décrite au large de Barfleur. Le courant de flot est dominant à l'W de la presqu'île et plus faible que le jusant au Nord (fig. 79). La résultante des courants s'oriente progressivement vers le Nord-Ouest et s'annule probablement dans une région située "derrière" l'Ile d'Aurigny par rapport aux violents courants de flot venus du Sud-Ouest. L'île exerce donc un "effet d'ombre" important pour la formation du banc sableux dont la position n'est pas nouvelle. A la station 758 (fig. 79), j'ai en effet recueilli des faluns d'âge lutétien supérieur, constitués d'une accumulation de coquilles brisées présentant beaucoup d'analogies avec les dépôts bioclastiques actuels. Ce microfaciès lutétien n'a pas été rencontré ailleurs, il peut être attribué à un ancien banc sableux de la mer lutétienne ce qui signifie que la géographie côtière était alors très proche de celle d'aujourd'hui (fig. 18).

22 - *BANCS DE LA BAIE DE SEINE.*

La morphologie sous-marine des extrémités de la Baie de Seine se caractérise par des bancs de sable fin dont le sommet domine les régions adjacentes d'une dizaine de mètres : Banc de Seine d'une part situé sur la rive droite de la paléovallée de la Seine, bancs du Cardonnet, de Saint-Marcouf et de la Rade de Saint-Vaast d'autre part, appuyés sur les Iles Saint-Marcouf, en bordure de la côte est du Cotentin (fig. 79).

221 - *Les Bancs de la partie occidentale.*a) Description (fig. 86).

Ils sont constitués d'un sable quartzeux, fin, bioclastique dont la médiane varie entre 0,28 et 0,44 mm (fig. 85 A). Ce matériel, toujours bien trié, n'a pas de propriétés minéralogiques particulières et s'intègre parfaitement dans la succession horizontale des dépôts de la région (fig. 64, 73, 85 A et p. 240).

Cette édification sableuse s'allonge sur une vingtaine de kilomètres dans le sens dominant des courants de flot et de jusant comme les formations analogues de la Mer du Nord, de la Manche orientale ou de la Rance (Van Veen, 1936; Guilcher, 1951 et 1965; Dujon, 1969). Dans le détail, notamment au voisinage des Iles Saint-Marcouf, on relève cependant des formes

en croissant ouvertes vers le Nord-Ouest (face au flot) ou vers le Sud-Est (face au jusant). Cette morphologie évoque les dunes paraboliques de jusant et de flot décrites par J. Van Veen au S de la Mer du Nord.

Le levé bathymétrique du Banc de la Rade à l'échosondeur indique un profil transversal nettement dissymétrique avec flanc convexe à l'Ouest et flanc concave, plus abrupt, à l'Est c'est-à-dire tourné vers le large (fig. 86 B). Le Banc du Cardonnet présente localement un profil analogue mais dans la région des Iles Saint-Marcouf, les corps sableux ont des versants convexes sensiblement symétriques (fig. 86 A) (1).

Le profil à l'étinceleur réalisé entre l'Ile Tatihou et la Pointe de la Percée montre que les dépôts meubles reposent sur une surface d'érosion des calcaires liasiques située aux environs de la cote - 25. L'épaisseur moyenne des sédiments est donc de 10 à 15 m. Ces enregistrements permettent aussi de déceler des ondulations d'une centaine de mètres de longueur d'onde et de quelques mètres d'amplitude à la surface des bancs (fig. 86 C, pl. VIII, 3). Ces derniers sont en outre accidentés de nombreuses petites rides qui n'apparaissent que sur photographies sous-marines (pl. XV, 1 et 2).

b) Origine.

Les bancs de la partie occidentale de la Baie de Seine, composés d'un matériel sableux en équilibre avec la dynamique ambiante, résultent de l'action des courants de marée dont la direction dominante est imposée par le tracé général de la côte.

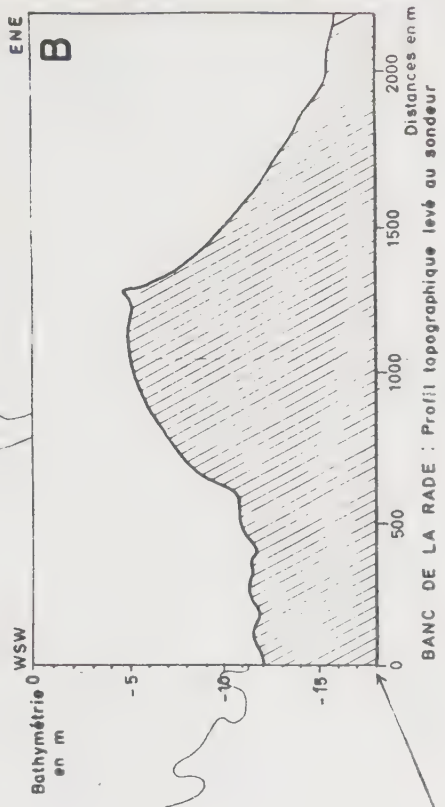
Les dépôts se sont produits dans le prolongement des reliefs constitués par l'ensemble Pointe de Saire-Ile de Tatihou, et à l'abri des Iles Saint-Marcouf qui ont ancré l'édification. Dans cette région, les sables se sont accumulés de part et d'autre des îles en fonction de l'alternance des courants de flot et de jusant.

Le début de la mise en place, lié à la morphologie littorale (Pointe de Saire) et pré-littorale (présence des îles), remonte à une époque où la mer avait atteint un niveau proche du niveau actuel, c'est-à-dire à quelques millénaires (fig. 35). Antérieurement, il est probable que le stock sableux dont les caractéristiques granulométriques sont comparables à celles

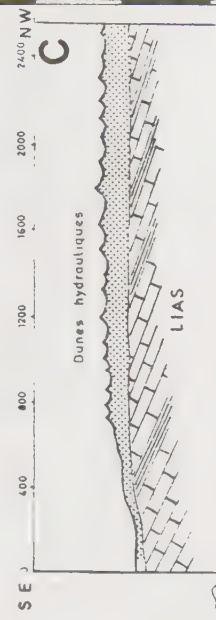
(1) Les coupes sériées portées sur la figure 86 A ont été réalisées à l'aide des minutes de sondes du Service Hydrographique de la Marine.

49° 40' 1° 20' 1° 10' 49° 30'

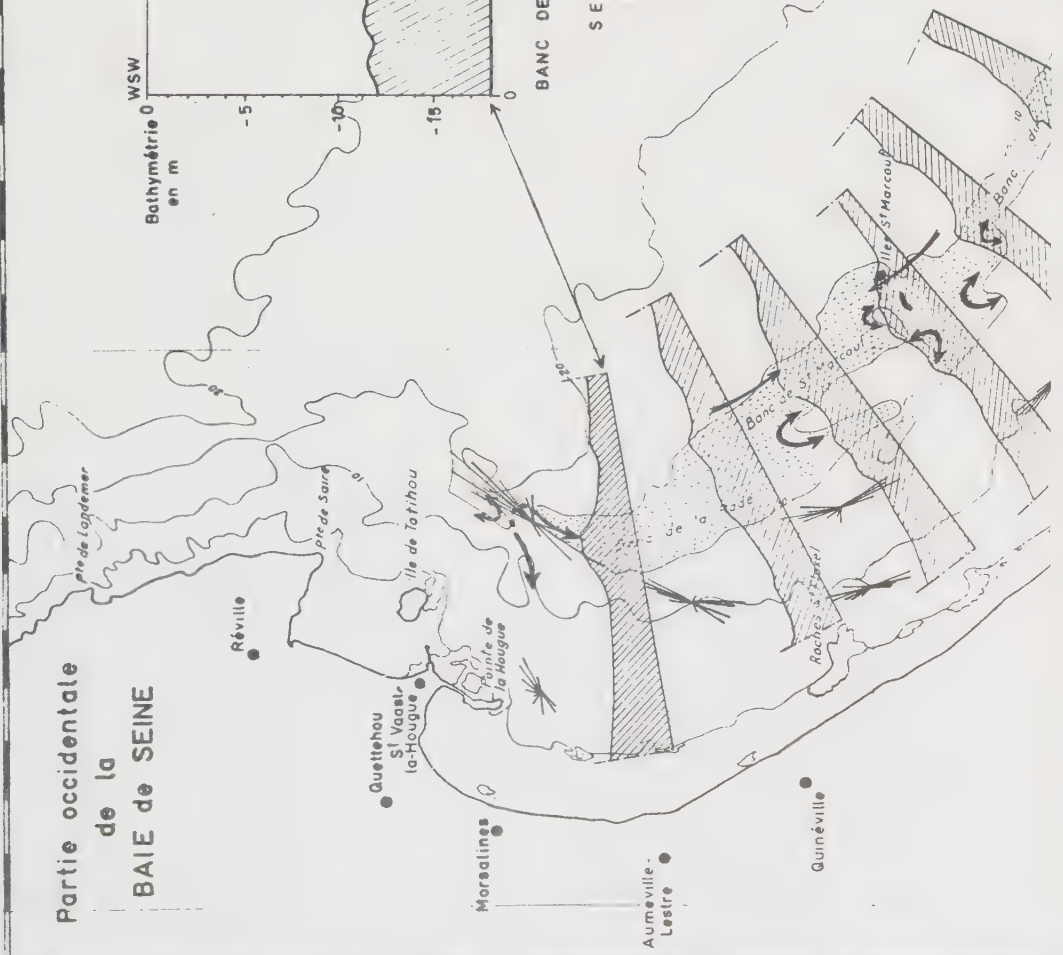
Partie occidentale de la BAIE de SEINE



BANC DE LA RADE : Profil topographique levé au sondeur



COUPE DU BANC DU CARDONNET
d'après un enregistrement à l'échelle
(C.N.E.X.O., 1969)



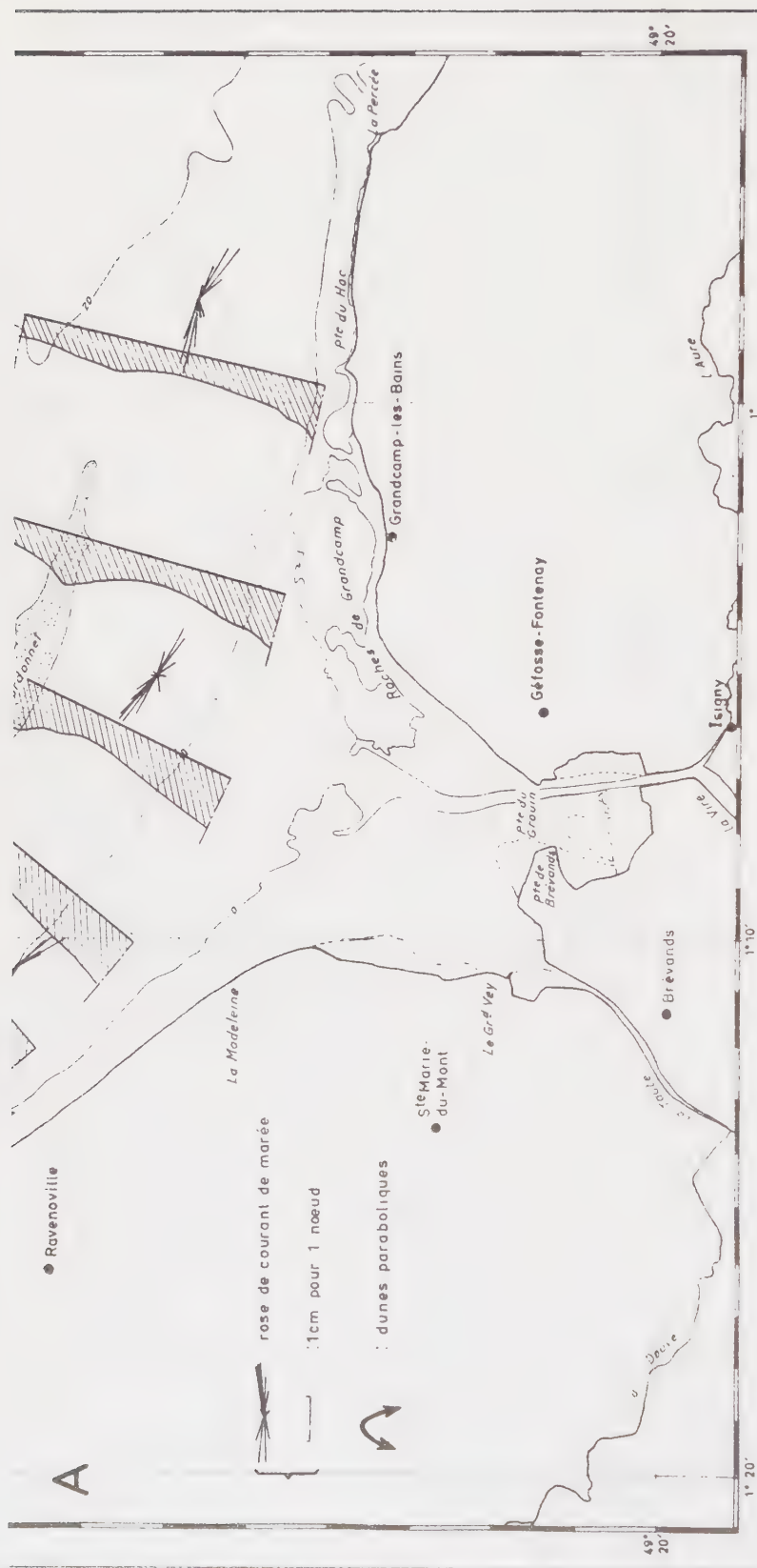


Fig. 86 : MORPHOLOGIE des BANCS SABLEUX de la PARTIE OCCIDENTALE de la BAIE de SEINE

des dépôts de plages ou de dunes actuelles (1) avait été incorporé à un cordon dunaire accroché à la Pointe de Saire et appuyé sur les Iles Saint-Marcouf : niveau - 20m environ de la transgression flandrienne à 7 700 B.P. Ce relief fut disloqué au passage de la transgression mais, sous l'action de conditions hydrodynamiques particulières, les sables s'accumulèrent de nouveau pour former des corps sableux ayant localement un profil dissymétrique adapté à l'orientation de la force résultante des courants par rapport à la direction moyenne des bancs. A l'extrémité du Banc de la Rade, c'est l'incurvation des courants parallèlement au trait de côte et le jusan dominant qui permettent d'expliquer la dissymétrie des versants. Elle ne peut en effet correspondre à l'action des vagues puisque les houles dominantes de secteur NE ne pourraient déterminer qu'un profil topographique inverse, avec flanc plus abrupt tourné vers la côte.

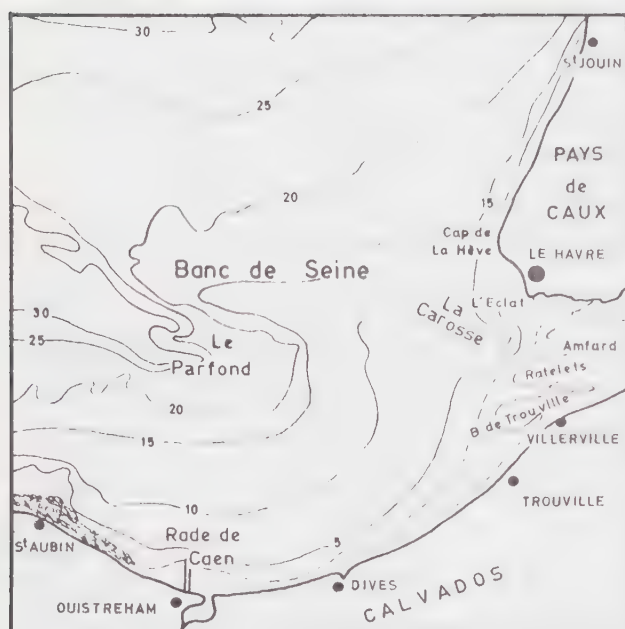
Ces bancs qui résultent d'une histoire couvrant plusieurs millénaires sont stables à l'échelle humaine comme le sont ceux de la Mer du Nord (Guilcher, 1951) ou de la Manche orientale (Berthois, Brenot, Auffret, du Buit, 1968 et 1969) à moins qu'interviennent des modifications morphologiques importantes. Leurs constituants ne sont pas aussi profondément brassés que ceux des bancs sableux du Nord-Cotentin et une endofaune d'Oursins, de Bivalves et d'Annélides peut s'y développer ce qui n'est pas le cas pour les Bancs de Barfleur et de la Hague qui sont azoïques. Seule la couche sableuse superficielle est périodiquement mise en mouvement ce qui entraîne la formation de petites rides dont l'aspect est susceptible de varier au cours des cycles de marée.

222 - Le Banc de Seine.

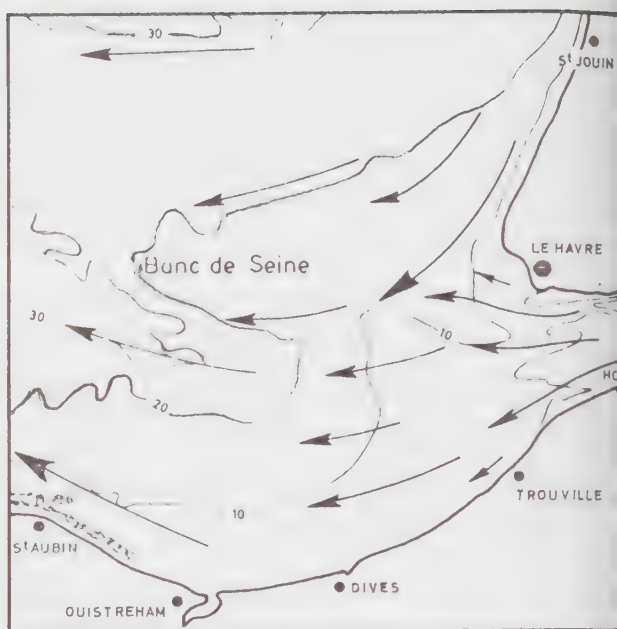
a) Description.

Les sédiments qui composent le Banc de Seine sont voisins de ceux qui viennent d'être étudiés (fig. 62). Il s'agit de sables quartzeux, fins, bioclastiques, bien à très bien triés, dont la médiane varie entre 0,27 à 0,4 mm (fig. 85 B). Son extrémité occidentale se caractérise par la présence d'un ridin orienté NW-SE et constitué d'un sable zoogène grossier (st. 1 208 : fig. 85 B) affecté de rides de courant (pl. XIV, 5).

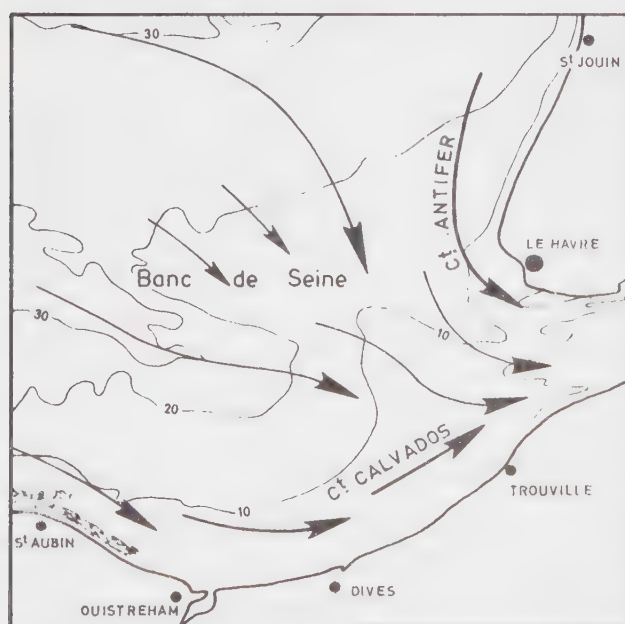
(1) Le matériel quartzeux ne présente pas de caractères morphoscopiques particuliers qui pourraient renforcer l'hypothèse d'un ancien cordon dunaire. Mais je rappelle à ce sujet que les dunes actuelles ne se distinguent pas des plages et que le stock sableux de la région a une histoire ancienne qui se traduit par des caractères morphoscopiques uniformes à l'échelle régionale (p.186).



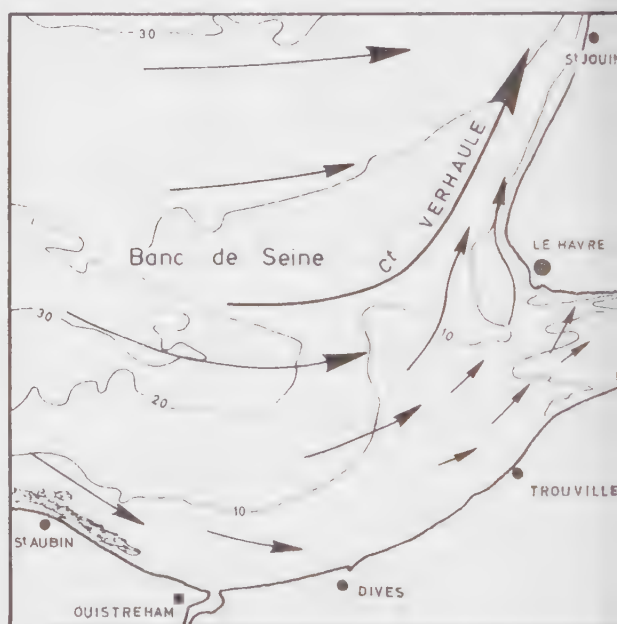
A CADRE MORPHOLOGIQUE



B JUSANT : 4 heures après la P.M. du Havre



C FLOT : 4 heures avant la P.M. du Havre



D FLOT : 1 heure avant la P.M. du Havre

Fig.87. Les COURANTS de MARÉE dans la PARTIE ORIENTALE de la BAIE de SEINE

Ce relief représente une digitation vers l'Ouest des dépôts sableux de l'angle sud-est de la Baie de Seine (fig. 62). De part et d'autre, au voisinage du méridien de Ouistreham, la nature des fonds diffère en devenant graveleuse et très hétérométrique (fig. 62 et 85 B). C'est donc à la fois une unité morphologique et sédimentaire.

Les récents travaux réalisés par les Services du Port Autonome du Havre, comportant des enregistrements sismiques et des forages sous-marins (Guyader, 1968) ont montré que l'épaisseur des sables est au maximum d'une dizaine de mètres. Par l'intermédiaire de silts et de tourbes postglaciaires, ils reposent sur des alluvions caillouteuses mises en place par la Seine pendant la dernière régression. En outre, je rappelle que le couloir dessiné par les isobathes au S du Banc de Seine (fig. 87 A) ne correspond pas à la paléovallée de la Seine qui est située plus au Nord, approximativement sur le parallèle du Havre (p. 136).

b) Genèse.

Cette édification sableuse est également due à l'action des courants de marée mais leur régime, influencé par le tracé de la côte et la présence de l'estuaire, est très particulier. Pour en saisir les principaux caractères il est nécessaire de suivre la circulation des eaux au cours d'une marée (renseignements extraits des données du Service Hydrographique de la Marine et de l'étude critique de A. Vigarié, 1964 : fig. 87).

L'étale de pleine mer a lieu une heure après la P.M. (1), puis le jusant s'établit. Progressivement, il se généralise à toute la partie orientale de la baie et l'estuaire se vide. Pendant cette phase de la marée (fig. 87 B), le Pays de Caux abrite la région de l'onde générale de jusant venue de la Manche orientale. Il en résulte des écoulements parallèles à la côte au S du Cap d'Antifer. Puis, à la latitude du Havre environ, les eaux tendent à se diriger vers l'Ouest à la rencontre des courants sortant de l'estuaire. Ces conditions qui se maintiennent pendant toute la durée du jusant assurent une alimentation du Banc de Seine en sables fins venus du Nord-Est. Ces derniers s'accumulent dans le prolongement de la rive droite de l'estuaire, face au Cap de la Hève, principalement quand le régime de jusant s'amortit.

L'étale de basse mer est courte, non simultanée dans l'ensemble de la baie, puis commence le flot. Il s'amorce d'abord en bordure des côtes du Calvados, 5 heures avant la P.M. : c'est le courant du Calvados qui longe le littoral. Pendant ce temps, l'estuaire achève de se vider. Ce mouvement, contraire au courant du Calvados naissant, provoque des girations à

(1) P.M. = pleine mer du Havre

l'embouchure du fleuve avec brassage des matériaux en eau saumâtre. A marée montante, cette zone de tourbillons progresse vers l'amont avec remise en suspension des dépôts. Quatre heures avant la P.M. (fig. 87 C), le flot se généralise en Baie de Seine et s'oriente selon la direction de la paléovallée de la Seine qui le canalise. A l'approche du littoral cauchois qui se dresse transversalement à sa progression il s'incurve vers le Sud et prend, près du rivage, la direction de ce dernier : c'est le courant d'Antifer. A cette heure de la marée, les sédiments ont tendance à cheminer vers l'embouchure de la Seine et des sables apportés par le jusant et dispersés au large des côtes cauchoises peuvent être rabattus vers le Banc de Seine. Cette action contribue à expliquer le prolongement en éventail du Banc de Seine vers le littoral cauchois (fig. 62).

Plus tard, le flot s'uniformise dans la baie tandis que l'estuaire se remplit rapidement et, environ une heure avant la P.M., ce dernier n'admet plus qu'une faible quantité d'eau. Le courant du Calvados qui ne peut plus s'engager dans l'estuaire s'incurve vers le Nord, les eaux circulent alors parallèlement au rivage cauchois : c'est le courant de Verhaule (fig. 87 D) qui me maintient jusqu'à la renverse des courants (une heure après la P.M.). Le courant tractif de Verhaule s'exerce surtout au N du parallèle d'Honfleur où il entraîne les particules sableuses vers le Nord-Est. Au S de la Fosse de la Carosse, ce mouvement des matériaux permet d'expliquer la présence d'un haut-fond qui se relie au Banc de Seine après virgation. Devant le littoral cauchois, le courant de Verhaule transporte les sables vers le Nord-Nord-Est, compensant ainsi partiellement le transit opposé de jusant. De plus, à cette heure de la marée, au N du Banc de Seine, le courant de flot venant de l'Ouest pousse les sables à la côte. Ces mouvements s'ajoutant à celui noté ci-dessus au début du flot permettent de rendre compte de la distribution des sables entre le Banc de Seine et le littoral cauchois, en particulier, l'élargissement vers l'Est et l'épaississement vers le Sud-Est de cette zone sableuse, d'où la direction SW-NE des isobathes (fig. 62 et 87 A).

Le Banc de Seine et ses prolongements vers le Nord-Est et le Sud-Est donnent une image résultante des différents courants qui se manifestent au cours de chaque cycle de marée. Le banc reçoit principalement des sédiments provenant des secteurs nord à nord-est au jusant et au début du flot ce qui tend à le faire progresser vers le Sud. Ce mouvement est contrarié par la position de l'estuaire qui canalise les eaux vers l'Ouest à marée descendante et engendre des courants qui érodent les fonds dans son prolongement. Il apparaît cependant que le couloir dessiné par les isobathes au S du Banc de Seine et modelé dans les dépôts récents est décalé vers le S par rapport à l'axe de l'embouchure du fleuve. Nous pouvons admettre que cette position plus méridionale que le paléolit würmien représente un état d'équilibre entre les différentes forces hydrodynamiques en présence et que cet équilibre s'est progressivement réalisé au cours de l'histoire flandrienne. Mais cela ne signifie pas que le modèle morphologique actuel soit stabilisé. Au cas où le bilan sédimentaire du Banc de Seine est positif, ce qui est possible, la formation migre lentement vers le Sud. Or, une légère translation

du banc doit entraîner corrélativement l'érosion de la côte du Calvados entre Villerville et Saint-Aubin-sur-Mer, portion du littoral qui correspond à la rive concave du large couloir sous-marin de la Seine. Il se peut également que des réajustements du modèle morphologique soient actuellement en cours à la suite des importants travaux de calibrage réalisés dans l'Estuaire de la Seine depuis plus d'un siècle. Seules les études en modèle réduit peuvent informer sur les répercussions à long terme de telle ou telle intervention humaine à condition de leur donner une dimension géographique suffisante nécessitant une étude préalable approfondie. L'état de nos connaissances en Baie de Seine indique, semble-t-il, que les recherches expérimentales n'ont pas été conduites de cette manière.

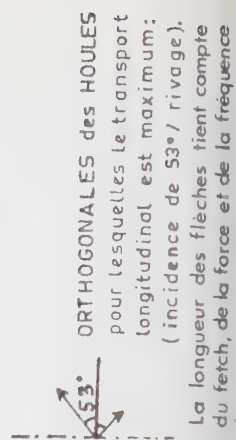
Les bancs sableux sont donc des unités morphologiques et sédimentaires résultant, dans chaque cas, de conditions hydrodynamiques spéciales ayant déterminé un piège hydraulique. Ce dernier est étroitement lié au cadre morphologique et tout particulièrement à la géométrie de la côte. Un modèle sédimentaire ne peut donc pas être dissocié de son cadre, le tout représente un état d'équilibre harmonieux dans la mesure où cet état d'équilibre est atteint. Dans ces conditions, toute modification d'un des termes de l'équilibre a probablement ses répercussions sur les autres termes. Par exemple, le changement du tracé des lignes de rivage peut engendrer le réajustement du modelé sous-marin et de la zonéogéographie sédimentaire.

3. PRINCIPAUX CARACTERES DE LA SEDIMENTATION COTIERE.

31 - GENERALITES.

La vitesse des courants de marée diminue à l'approche du rivage (fig. 79) et, au fur et à mesure que la tranche d'eau s'amincit, la sédimentation est de plus en plus soumise à l'action des houles. Les effets de ces dernières varient selon l'angle d'incidence des vagues par rapport au rivage, il serait donc important de connaître leur régime pour chaque portion de côte. Mais les informations de cet ordre sont peu nombreuses, des renseignements ne peuvent être obtenus à ce sujet qu'en tenant compte du régime des vents.

Les relevés des stations météorologiques côtières fournissent des données abondantes qu'il faut transformer en valeur vectorielle pour chaque direction de la rose des vents afin d'en obtenir des expressions



(d'après H. ELHAÏ, 1963)

$R = \text{Totalité des vents}$
 $R' = \text{Vents de mer}$

quantitatives . Les formules mathématiques dont nous disposons ont été utilisées pour étudier les transports de sable. Celle de A. Schou (1945) est la suivante : $C = \sum nV$ avec :

- C = valeur vectorielle cherchée,
- n = nombre de fois où le vent a soufflé à la vitesse V (en mètres/seconde). Les vitesses inférieures à 6 m/s ne sont pas prises en considération.

Pour une même direction, les résultats correspondant à chaque vitesse sont additionnés. Les valeurs obtenues sont portées graphiquement afin de déduire une résultante (R) pour les seize directions de la rose des vents. Le pouvoir de transport par les vents étant proportionnel au cube de la vitesse (Bagnold, 1941), Y. Landsberg a proposé une autre formule : $C = \sum n(V - V^0)$ avec $V^0 = 5$ m/s (in H. Elhaï, 1963). Les deux formules ont été employées par H. Elhaï pour la côte ouest du Cotentin (1959 et 1963), les résultats diffèrent peu. J'ai d'ailleurs repris les graphiques construits par cet auteur pour six stations du littoral bas-normand (fig. 88) en les complétant de la résultante (R') des vents de mer. La localisation des stations, les périodes considérées pour les calculs (de 4 à 9 années selon les points) et les principaux résultats sont indiqués dans le tableau 14.

stations	Périodes considérées	Vents les plus fréquents et les plus forts	Résultante (R) de la totalité des vents	Résultante (R') des vents de mer
Granville	1953-1956	Secteurs S et W à NW	WSW	WSW
La Hague	1946-1950	Secteurs SSW à SW et NW	WSW	WSW
Cherbourg	1926-1935	Secteurs S à SW, NW et NE	WNW	N
Longues s/M	1946-1950	Secteurs SW, NW et NE	W	NNW
Deauville	1949-1953	Secteurs S à SSW et W à NW	W	NW
Le Havre	1946-1950	Secteurs SSW à NW	WSW	W

TABLEAU 14 = PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES VENTS EN SIX STATIONS DU LITTORAL BAS-NORMAND. (Fig. 88)

Le tableau 14 et la figure 88 montrent que les vents dominants sont ceux de NE et ceux des secteurs S à NW. Les vents de terre sont souvent moins forts que les vents du large avec une exception pour le littoral du Calvados où les vents de S à SW sont fréquents et assez violents. En considérant les 16 directions de la rose des vents, les résultantes (R) sont assez proches les unes des autres et comprises entre WSW et WNW. Par contre, les résultantes relatives au vents de mer (R') diffèrent notablement étant donné l'orientation variable de la côte. Ces dernières permettent de mieux apprécier l'action résultante des houles dans la mesure où elles ne sont pas trop influencées par des vents ayant une course en mer (ou fetch) faible.

D'une manière générale, les vents de terre favorisent l'engraissement des plages de même que les périodes de beau temps au cours desquelles les sables cheminent progressivement vers la côte.

Les houles obliques par rapport au rivage engendrent un transport longitudinal des sédiments par dérive littorale ou "long-schore currents". D'après J. Putman, W. Munk, M. Taylor (1949) et J. Larras (1957), la vitesse de ces courants est maximum pour des houles dont l'incidence est comprise entre 50 et 55° par rapport au rivage. La direction des orthogonales de houles correspondant à une valeur moyenne (53°) pour laquelle le transport parallèle à la côte est le plus élevé (Dugas, 1966) a été portée sur la figure 88 pour les principaux secteurs côtiers. J'ai en outre donné aux différents vecteurs tracés une longueur approchée fonction de l'efficacité des vents dans la direction considérée en tenant compte à la fois de leurs vitesses, de leurs fréquences et du fetch maximum.

Les fortes tempêtes soufflant du large sont responsables de démaigrissements spectaculaires. La surveillance prolongée des plages sableuses par levés topographiques perpendiculaires au rivage montre généralement que la partie haute des cordons subit des variations inverses de celles du bas de l'estran. Le sable bascule par rapport au niveau moyen des profils (E. Lafond, 1940) et , sous l'action de fortes houles, il s'accumule même au-delà des plus basses mers ce qui indique des transports perpendiculaires au rivage. Ces mouvements sont dus à des courants de retour ou "undertow" et à de courants d'arrachement ou "rip-currents" (Rivière, 1948; Shepard et Inman, 1950; Guilcher et Joly, 1964; Popov, 1956; Larras, 1957; Blanc, 1958; Arbey, 1961; Sitarz, 1963; Guilcher 1965).

Les dégâts subis par les falaises, les dunes ou les hauts de plages ne sont pas seulement fonction de la violence des tempêtes comme nous l'avons observé sur les côtes bas-normandes en 1962 (Hommeril et Larsonneur, 1963). Ils dépendent aussi du coefficient de marée et de l'état préalable du cordon sableux. Une plage démaigrie est plus vulnérable qu'une plage engraisée et la limite d'action des vagues à pleine mer est fixée par le coefficient de marée.

32 - EFFETS DES HOULES EN PROFONDEUR ET LIMITE INFÉRIEURE D'ACTION DOMINANTE.

Il est généralement admis que la houle n'intervient sur le fond que par des profondeurs de moins d'une demi-longueur d'onde mais la mise en mouvement des sédiments dépend évidemment de leur granulométrie.

En Baie de Seine, les houles moyennes de secteur W à NW ont une longueur d'onde de 45 à 50 m pour une amplitude de 3,5 m (Vigarié, 1964). Dans la Manche, la houle maximum est de l'ordre de 100 m pour une hauteur de 6 m (Elhaï, 1963 et Germaneau, 1968 a). D'après J. Larras (1957), une telle houle dont la période est de 8 à 9 secondes est capable de remuer des sables fins par - 75 m, les houles moyennes n'interviennent sur ces mêmes dépôts que jusqu'à - 25 m environ. Mais en Manche, à ces profondeurs, la sédimentation est contrôlée par les courants de marée. Les effets des houles sont donc masqués (1). Etant donné que les houles ont une action prépondérante près du rivage, cherchons à déterminer la limite inférieure de leur action dominante.

Cette limite apparaît nettement dans la partie occidentale de la Baie de Seine, sur la carte de répartition des sablons et des pélites d'une part (fig. 46), des médianes d'autre part (fig. 73 et 89). On observe en effet deux gradients opposés d'affinement des matériaux qui se rejoignent dans une région de moindre turbulence (niveau d'énergie minimum) où l'action des houles est sensiblement équivalente à celle des courants de marée. Cette évolution convergente est illustrée par la figure 90 qui donne les courbes de teneurs en graviers, en calcaire, en particules inférieures à 200 microns et celle de la variation des médianes en fonction de la distance au rivage, sur une perpendiculaire à la côte dans la région de la Madeleine (Utach beach). Les dépôts les plus fins se trouvent entre - 6 et - 9 m de profondeur, à une distance du rivage comprise entre 2 et 4 km. Plus près de la plage, les houles

(1) Malgré cela, les houles de tempêtes peuvent venir renforcer l'action des courants de marée à des profondeurs inférieures à -25m. Ces effets conjugués peuvent intervenir sur la sédimentation (p. 288).

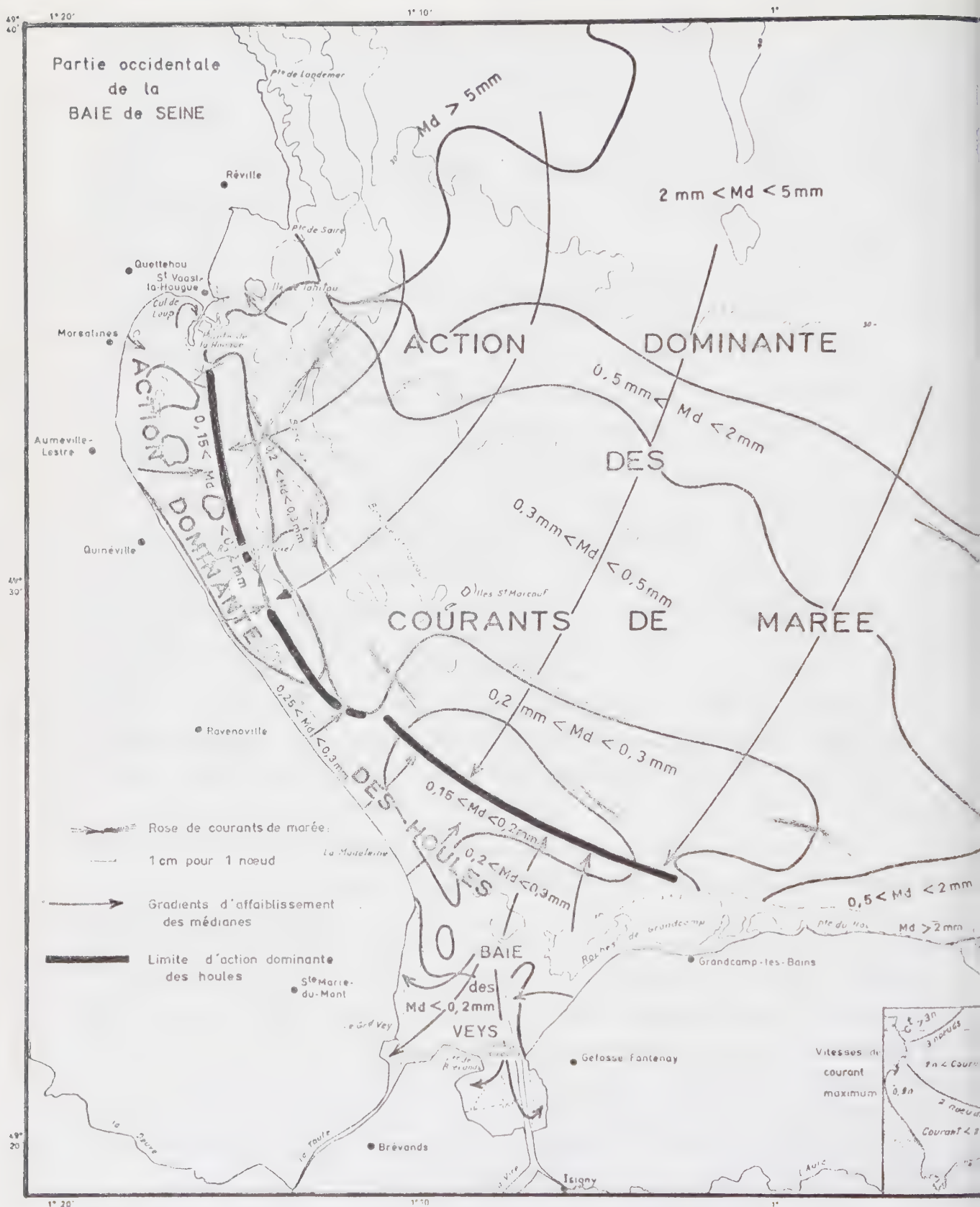


Fig. 89 : LIMITE ENTRE L'ACTION DOMINANTE DES HOULES ET CELLE DES COURANTS DE MARÉE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA BAIE DE SEINE grâce à l'étude de la répartition des médianes.

provoquent la mise en mouvement et le non dépôt de particules de plus en plus grosses au fur et à mesure que la tranche d'eau s'amincit. Vers le large, les courants de marée sont déterminants et la bathymétrie intervient peu sur la nature des dépôts comme le montrent les caractéristiques des sédiments du Banc du Cardonnet comparées à celles des fonds meubles adjacents (fig. 90). On constate également qu'au sommet des bancs sableux (action dominante des courants de marée) les dépôts diffèrent de ceux qui se trouvent à même profondeur près de la côte (action dominante des houles : fig. 89). Dans cette partie de la Baie de Seine, la limite inférieure d'action dominante des houles se place aux environs de - 7 m par rapport aux plus basses mers.

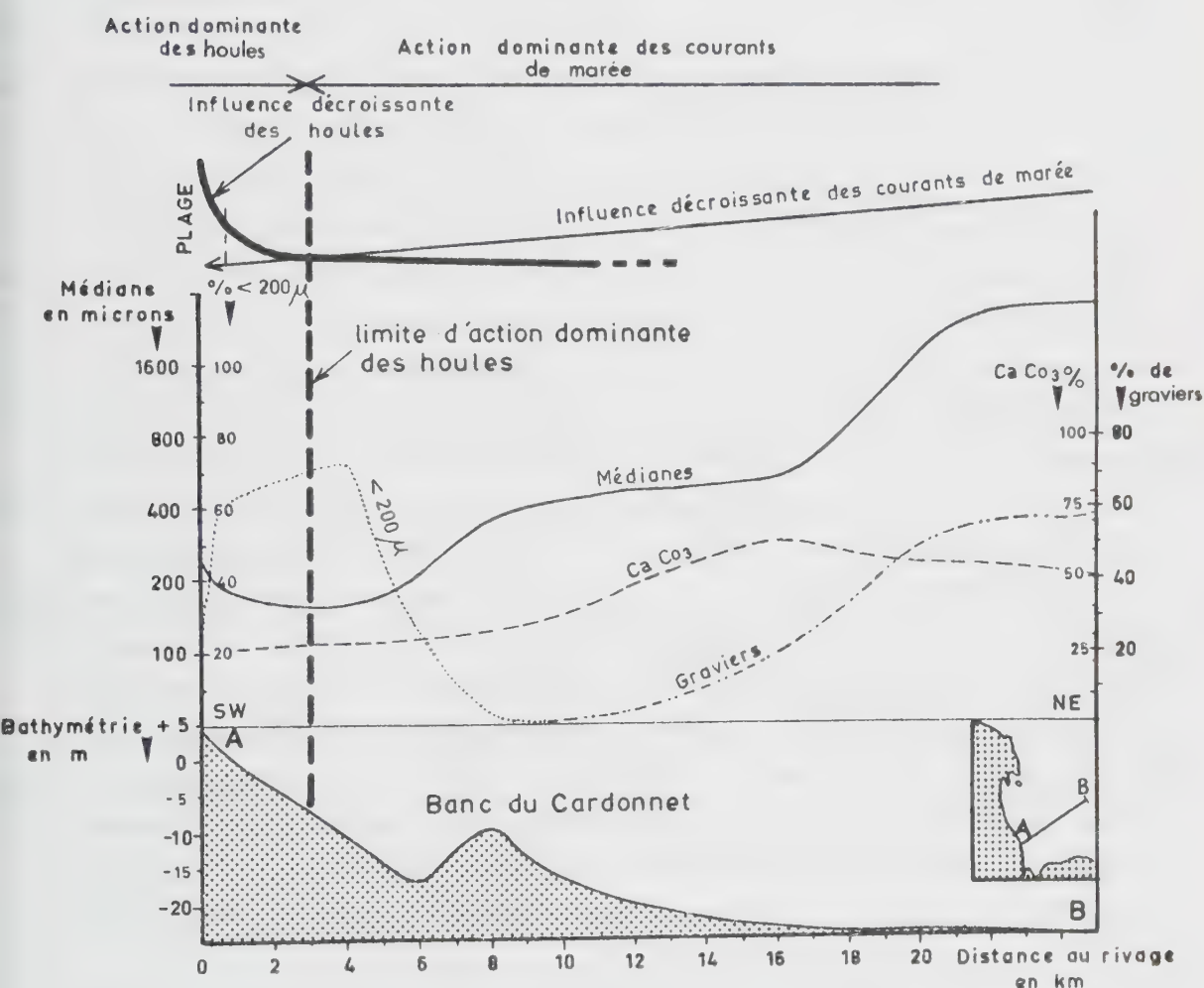


Fig. 90:

LIMITE D'ACTION DOMINANTE DES HOULES DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA BAIE DE SEINE, mise en évidence par les courbes de répartition des médianes, des teneurs en graviers, en calcaire et en particules inférieures à 200microns, perpendiculairement au rivage.

Au large de Dives, des dépôts vaseux ont été mis en évidence à faible profondeur (fig. 62) et la ligne cherchée suit approximativement l'isobathe - 6 m (Germain, 1970). La cote - 6 ou - 7 m ne peut cependant pas être généralisée à l'ensemble de la région. Les courants de marée exercent parfois une action dominante à moindre profondeur de telle sorte que les sédiments pélitiques adaptés à l'action des houles aux environs de - 7 m n'apparaissent pas. On ne trouve alors que des dépôts riches en sablons au voisinage du 0 des cartes marines et la sédimentation n'est soumise à l'influence dominante des houles que dans la zone intertidale prolongée d'une étroite bande sous-marine : côte du Calvados à l'W de Saint-Aubin-sur-Mer, côte nord du Cotentin à l'exception de ses anses abritées. Le rôle respectif des houles et des courants de marée est difficile à saisir dans les régions où la présence de rochers pré-littoraux perturbe les conditions de dépôt.

Dans les mers caractérisées par de forts courants de marée comme la Manche, la sédimentation n'est contrôlée par les houles que dans les régions peu profondes et la ligne de vase, située aux environs de - 35 m en Méditerranée par exemple (Nestéroff, 1965) n'apparaît pas. Par contre, il est possible de définir une limite inférieure d'action dominante des houles qui est située entre 0 et - 7 m environ en Baie de Seine selon la situation du rivage par rapport à l'angle d'incidence des ondes de flot et de jusant. Les cotes les plus basses apparaissent aux extrémités de la baie et les plus élevées au centre. Dans ces conditions, les échanges de matériel sont faibles entre la frange côtière et les fonds sous-marins adjacents où la sédimentation est contrôlée par les courants de marée. Seules les fortes tempêtes amènent à la côte des sédiments du large, notamment des débris organogènes, mais aucune homogénéisation des dépôts meubles ne s'effectue dans le sens transversal comme le montrent les résultats d'analyses minéralogiques et morphoscopiques (chap. 5) mettant en évidence l'originalité des dépôts sur une étroite bande littorale dans le cas d'une alimentation récente en matériel frais. Il se constitue alors des districts minéralogiques (p. 205).

33 - SEDIMENTATION COTIERE ENTRE LE CAP DE LA HAGUE ET SAINT-VAAST-LA-HOUGUE.

Au fond de l'Anse de Cherbourg, la zone intertidale présente de vastes estrans sableux parsemés de quelques rochers. Le littoral granitique des extrémités de la presqu'île est beaucoup plus découpé. Il est constitué d'une guirlande de cordons de galets ou de sables, disposés en arcs tendus

fixés aux nombreux écueils de la plature rocheuse.

A Cherbourg, les vents de mer dominants soufflent le plus souvent du Nord-Est et du Nord-Ouest. Ces directions obliques par rapport au rivage, coïncident approximativement avec les orthogonales de houles qui engendrent le transport longitudinal maximum de matériaux (fig. 88) et l'étude dynamique de la plage sableuse d'Urville, à l'W de Cherbourg (Bajard et Gautier, 1969) a permis de mettre en évidence des mouvements parallèles à la côte. Les sables cheminent, tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est, selon l'incidence des houles. Mais au N du Cotentin, il n'y a pas de transit préférentiel des matériaux dans l'une ou l'autre de ces directions, la résultante des vents de mer étant située dans le secteur nord (fig. 88). En outre, la présence de barres rocheuses isolant les plages interdit les déplacements sur de longues distances, par conséquent les échanges. Les installations portuaires de Cherbourg s'ajoutent au cloisonnement naturel de la côte et seules les particules transportées en suspension peuvent franchir ces barrières et subir de longs déplacements (Giresse, 1968).

La bordure littorale est donc formée d'une succession de cellules sédimentaires d'autant plus que les mouvements sableux perpendiculaires au rivage correspondent à un balancement de la masse sédimentaire entre la haute et la basse plage (voir ci-dessus) et que les apports du large sont faibles. Chaque cellule a ses caractères minéralogiques propres en liaison avec l'environnement géologique. Par exemple, les sables de l'Anse du Brick, riches en feldspaths et en quartz non usés sont marqués par l'andalousite (fig. 54), caractère qui se rattache à la proximité du contact entre le granite et ses terrains encaissants. Les districts minéralogiques mis en évidence dans la région (p.205) correspondent à une cellule sédimentaire (Anse du Brick) ou à plusieurs cellules sédimentaires adjacentes (N de la Hague, périphérie du Massif de Barfleur). Dans ce dernier cas, c'est l'environnement géologique qui détermine l'homogénéité des sédiments d'une cellule à l'autre étant donné qu'il n'y a pas d'échanges entre elles.

La notion de cellule sédimentaire s'applique à fortiori aux matériaux grossiers dont H. Elhaï (1963) et P. Hommeril (1967a) ont souligné l'origine locale. Seuls les silex, parfois nombreux dans les cordons de galets de la Hague et de la région de Barfleur, posaient encore à ces auteurs un problème de provenance qui a trouvé sa solution par la découverte de Crétacé supérieur à quelques kilomètres du rivage (fig. 19 et 20). La relation

entre les gisements sous-marins crayeux et l'abondance des silex sur les plages voisines est parfois très étroite. Par exemple, aux affleurements reconnus au N de l'Anse Saint-Martin correspondent, dans les cordons de cette anse encastrée, des proportions de silex atteignant 65 % dans la classe des galets, 80 % dans celle des graviers. Ces éléments ont été poussés vers le Sud par les transgressions normanniennes et flamandaises sans qu'il y ait de dérive littorale notable puisqu'ils sont rares sur les hautes plages situées au SE de la Pointe de Jardeheu.

Sur le littoral granitique de Barfleur, la majeure partie du matériel lithoclastique provient de l'épais manteau d'arènes qui recouvre le batholite. Au Nord, dans la région de Néville, les cordons littoraux sont essentiellement graveleux. Les sédiments sont plus fins sur la bordure orientale du massif, au S de Barfleur les dépôts sont à dominante sableuse (Hommeril, 1967a). Ces caractéristiques granulométriques, et tout spécialement les divergences relevées sur les plages, de part et d'autre de la Pointe de Barfleur, sont principalement dues aux différences de grain du granite entre les deux parties du massif approximativement limitées par le méridien de Néville : grain grossier à l'Ouest et grain généralement fin à l'Est (Breton, 1967 et p. 37). Au SE du Massif de Barfleur, un rôle peut également être attribué à la dérive littorale, sous l'action des houles dominantes de secteur nord à secteur nord-est, pour interpréter le gradient d'affinement des matériaux vers Saint-Vaast-la-Hougue (Hommeril, 1967a). Toutefois, je pense que l'irrégularité de la côte et les écueils qui parsèment les plages atténuent actuellement cette dérive dont l'influence fut sans doute mieux marquée à certaines époques du Flandrien lorsque la ligne de rivage, située à un niveau inférieur, se tenait plus à l'Est (fig. 92).

34 - SEDIMENTATION COTIERE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA BAIE DE SEINE.

Du point de vue de la dynamique sédimentaire, la Pointe de la Percée constitue une limite essentielle sur la côte du Calvados. A l'Ouest, les matériaux cheminent vers la Baie des Veys, à l'Est au contraire, ils ont tendance à progresser vers l'Estuaire de la Seine (Volmat, 1929). Le présent paragraphe intéresse donc la bande côtière comprise entre Saint-Vaast-la-Hougue et la Pointe de la Percée.

341 - De Morsalines à la Madeleine.

Sur cette portion du littoral de la Manche, la plupart des directions de houles sont susceptibles d'engendrer une dérive des matériaux vers le Sud comme l'indiquent les plans de vagues construits par H. Elhaï (1963) et reproduits sur la figure 91. Ce transport se traduit par la formation de grandes rides sableuses ou barres d'avant-côte qui se recourbent en crochet à leur extrémité libre et s'entassent progressivement pour former une flèche littorale au SE de la Madeleine (pl. XVI).

Compte tenu du tracé de la côte entre Barfleur et la Pointe de la Hougue, la région de Morsalines (fig. 89) est abritée des houles de secteur nord qui ne deviennent efficaces qu'au S de Quinéville (fig. 91). La dérive des sédiments ne s'amorce donc qu'à partir de cette localité de telle sorte que les plages de cette région, non alimentées, ont tendance à démaigrir. Pour la région côtière comprise entre Quinéville et Ravenoville, il n'existe d'ailleurs guère de conditions favorables aux apports par transit parallèle à la côte, c'est le plus souvent une zone de départ de matériaux et son bilan sédimentaire est négatif. La couverture meuble y est donc mince, elle laisse localement apparaître le substratum rocheux supportant parfois des dépôts de tourbe ou de vase ancienne (gisements de Ravenoville et de Varreville signalés par M. Auzel (1959). On remarque également que la bande côtière comprise entre la haute plage et l'isobathe - 10 m est la plus étroite dans ce secteur, d'où une pente sous-marine plus forte : 1 % en moyenne devant Ravenoville contre 0,5 % au large de la Madeleine ou de Aumeville-Lestre (fig. 89). Dans ces conditions, les houles sont moins freinées à l'approche du rivage, en particulier celles de secteur nord-est les plus fréquentes et les plus fortes dont les orthogonales sont normales à la côte. Cela entraîne, d'une part l'érosion du maigre cordon dunaire qui a dû être protégé par des digues, d'autre part des apports plus importants de débris organogènes provenant du large en périodes de fortes tempêtes. La carte de répartition du calcaire (fig. 60) souligne par conséquent la concentration de l'énergie des vagues dans la région de Ravenoville.

Entre Morsalines et la Pointe de la Madeleine, la direction du rivage est sensiblement perpendiculaire à la résultante des vents de mer (Résultante $R' = N 45^{\circ} E$, calculée à partir des relevés de Longues-sur-Mer : fig. 88). Cette résultante coïncide à peu près avec le fetch maximum de telle sorte que d'après A. Schou (in A. Guilcher, 1954) la côte aurait atteint

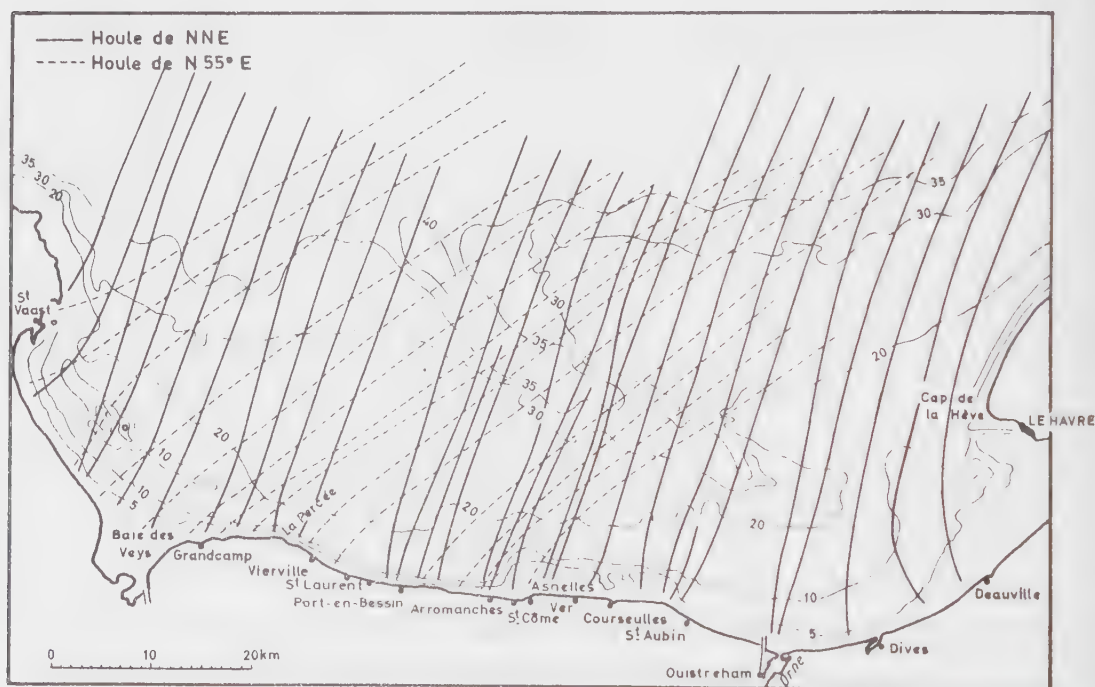
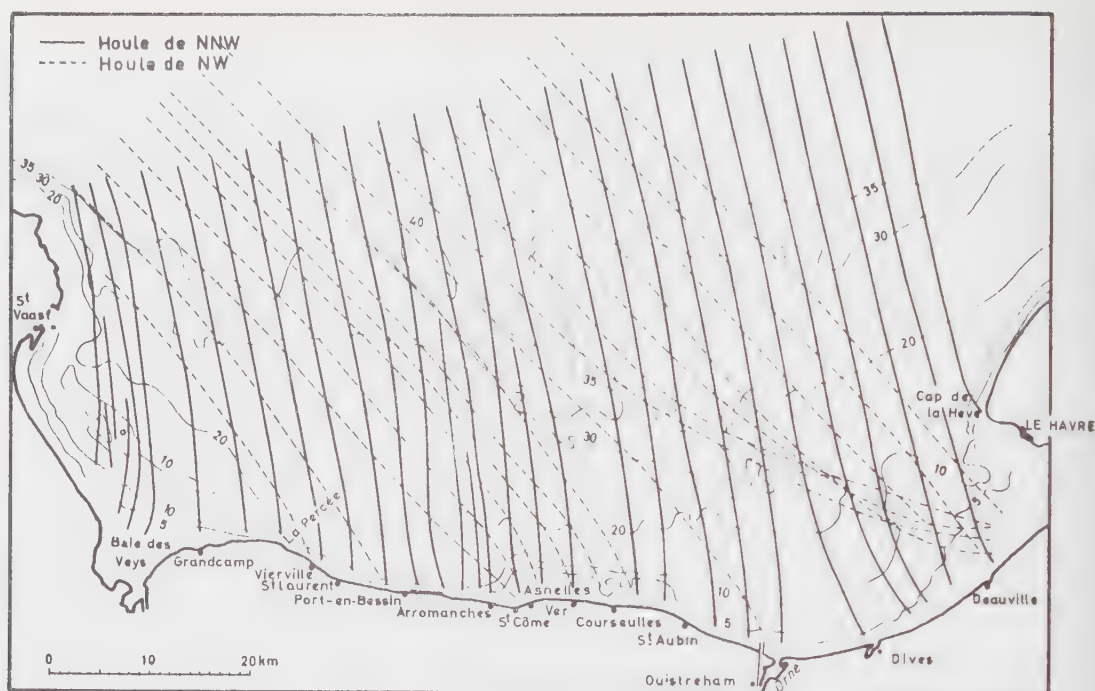


Fig. : 91 ORTHOGONALES de HOULES en BAIE de SEINE

obtenues par la construction de 4 plans de vagues

d'après H. Elhai, 1963

sa direction de simplification qui est la marque d'une évolution très avancée. Cependant, les résultats obtenus montrent que la régularisation de ce littoral tend à donner à la côte un tracé légèrement incurvé, conforme aux isobathes voisines, et non un tracé rectiligne. Son évolution n'est donc pas achevée et, pour la freiner, des mesures de sauvegarde ont dû être prises : épis limitant la dérive dans la région de Ravenoville, digues protégeant le cordon dunaire des assauts des tempêtes.

L'influence des arènes granitiques du NE du Cotentin sur les caractères des dépôts sableux du secteur considéré a déjà été relevée à propos des études de la répartition des feldspaths et de la morphoscopie des quartz (chap. 5, fig. 45, 47 et 48). Elle ressort également des mesures de radioactivité naturelle effectuées à l'aide d'un scintillomètre SPP 3 dans des dépôts sableux compris entre la Baie des Veys et Barfleur. La sonde du gammamètre étant totalement enfouie dans le sédiment, les résultats, exprimés en nombre de chocs par seconde, sont rassemblés dans le tableau 15.

Localisation du dépôt	Activité en nombre de chocs par seconde
Barfleur : haut estran	40
Landemer : haut estran	26
Pointe de Saire : dune	30
Saint-Vaast : haut estran	29
Morsalines : haut plage	33
Aumeville : haut estran	29
Quinéville : haut estran	21
Ravenoville : haut estran	17
La Madeleine : haute plage	16
Gefosses : haute plage	13

TABLEAU 15 = RADIOACTIVITE NATURELLE DES SABLES DE PLAGES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA BAIE DE SEINE.

Les analyses de spectrométrie gamma réalisées sur des sédiments des côtes du Cotentin (Giresse , 1969) montrent que le rayonnement est principalement dû à trois éléments : l'Uranium, le Thorium et le Potassium 40. Ce dernier se trouve surtout dans les feldspaths de telle sorte que la correspondance est étroite entre les activités mesurées et la répartition de ces minéraux provenant, en grande partie, des affleurements granitiques situés au N de la Pointe de la Hougue. Partant de cette région vers le Sud-Sud-Est, les résultats témoignent d'un transit littoral dont l'influence s'atténue progressivement à partir de Morsalines. Ce transit ne doit pas seulement être attribué à l'époque actuelle, il s'est manifesté aux différentes étapes de la transgression flandrienne. Il devait même être plus accentué lorsque le trait de côte était moins découpé (niveaux compris entre - 30 et - 10 m : fig. 92).

342 - L'Anse du Cul du Loup.

Située entre Morsalines et la Pointe de la Hougue, cette anse n'est ouverte qu'au Sud. Elle n'est affectée sensiblement que par les vents de secteur sud-est qui sont rares (fig. 88). Le plus souvent, les houles frappent perpendiculairement ou obliquement la presqu'île de la Hougue, se diffractent à son extrémité puis s'amortissent progressivement dans l'anse avec dispersion de leur énergie. Il se produit ainsi un triage des sédiments qui se distribuent selon un gradient d'affinement parallèle au rivage. Contre la face ouest de la Hougue, ce gradient aboutit à des dépôts très vaseux, progressivement envahis par une végétation d'Halophytes. Du Nord au Sud se succèdent donc une haute slikke, un schorre et un étroit domaine jamais plus atteint par la mer. Localement, dans la partie nord-ouest de l'anse, des Cyanophycées (Microcoleus chthonoplastes), des zostères et des polydores participent à la sédimentation en retenant les particules fines après leur décantation selon des processus décrits par P. Hommeril (1967 a). Les sédiments vaseux sont abondamment peuplés de coques (Cerastoderma edule) et l'importante production coquillière qui en résulte entraîne la formation de quelques dépôts lumachelliques, principalement sur les hautes plages, mais ne modifie guère le schéma général de répartition du calcaire (fig. 60).

343 - La Baie des Veys (pl. XVI).

En général, les houles sont favorables à la progression des

matériaux vers l'intérieur de la baie (Elhaï, 1963 et fig. 91). Au SE de la Madeleine, grâce à l'entassement des barres d'avant-côte près du rivage, une flèche sableuse se développe isolant de vastes schorres progressivement poldérisés. La Pointe du Grouin est formée de crochets dunaires successifs qui indiquent sa progression vers l'Ouest. Cette pointe reçoit des sables de la région de Geffosses-Fontenay qui a tendance à démaigrir puisque les Rochers de Grandcamp réduisent les apports du large et qu'à l'E de Maisy les estrans sableux sont étroits et limités en longueur. Au N de la Pointe de Brévands, le Banc de la Ravine présente de nombreuses crêtes sableuses dont le profil dissymétrique témoigne de transports vers le Sud, lors du flux. Ces crêtes se disposent en cordons concentriques progressant vers la Pointe de Brévands. Tous ces caractères morphologiques apparaissent clairement sur photographies aériennes dont la planche XVI donne une reproduction.

La progression des flèches sableuses prolongeant la côte du Cotentin vers le Sud-Est repousse la rivière de Carentan dans cette direction. Après son tronçon canalisé, elle s'oriente donc brusquement vers l'Est ce qui entraîne l'érosion de la face nord-ouest de la Pointe de Brévands dont les parties poldérisées ne se maintiennent qu'à la faveur de puissantes digues.

L'accroissement de la Pointe du Grouin est plus limité, la rivière d'Isigny est moins déviée que celle de Carentan. Il est possible cependant que son tracé, légèrement incurvé vers l'Ouest, favorise l'érosion de la face est-nord-est de la Pointe de Brévands sous l'action des houles de secteur nord-est.

Les rivières qui débouchent dans la Baie des Veys et qui constituent les voies de pénétration et de retrait de la marée interviennent donc localement sur l'érosion. Mais, comme dans tous les estuaires, elles déterminent les modalités de la sédimentation dans les parties abritées de l'action des houles. Pour chaque chenal de marée, il apparaît un gradient transversal d'affinement des matériaux allant de l'axe du lit vers les berges comme nous l'avons montré dans la région estuarienne de la Baie du Mont-Saint-Michel (Dolet, Giresse et Larsonneur, 1965; Dolet, 1966). Ce schéma se retrouve dans le lacs de chenaux qui drainent les schorres et, à plus grande échelle, sur la rive gauche des rivières de Carentan et d'Isigny où se succèdent horizontalement des dépôts de plus en plus fins formant une séquence complète de faciès fluvio-marins (Le Gall, 1970).

Au total, la Baie des Veys est une trappe à sédiments dont la distribution est soumise à l'influence des courants de marée et à la position des rivières. En l'état actuel des aménagements réalisés et des conditions de sédimentation dans la baie, se dégagent les conclusions suivantes :

a) la zone la mieux alimentée en sables est celle qui prolonge au Sud-Est la côte rectiligne du Cotentin. Les cordons qui s'y édifient protègent les schorres des houles de secteur nord-est. Les particules fines transportées en suspension viennent se décanter près de la côte, dans la région du Grand Vey, et plus particulièrement sur les hautes slikkes situées "sous le vent du large". Ainsi, aux environs du parallèle de Sainte-Marie-du-Mont, le schorre a-t-il localement progressé de 200 à 250 m vers le Sud, entre 1955 et 1965, d'après la comparaison des vues aériennes réalisées par l'Institut Géographique National;

b) la Pointe du Grouin s'accroît vers l'Ouest ce qui s'accompagne d'une érosion du littoral situé en amont et qui se traduit par l'ensablement de la rivière d'Isigny poussée vers la Pointe de Brévands;

c) le vaste schorre traversé par la Passe d'Isigny progresse localement en particulier sur la rive gauche (voir indications sur la planche XVI);

d) la Pointe de Brévands s'érode au Nord-Ouest, au Nord-Est et sa progression vers l'Est se trouve limitée par les chenaux tributaires de la rivière d'Isigny.

Ces diverses observations pourront servir de cadre aux futurs travaux de mise en valeur de la baie au cours desquels les objectifs suivants devront être poursuivis :

- conquête des zones au bilan sédimentaire positif : schorres situés au N du Grand Vey et dans l'intervalle Passe d'Isigny-Pointe de Brévands,
- essai de fixation des rivières afin de stabiliser les conditions de sédimentation en tenant compte des tendances naturelles,
- prolongation des défenses transversales de la région de Maisy-Geffosses afin de limiter la dérive littorale dans ce secteur.

35 - SEDIMENTATION COTIERE ENTRE LA POINTE DE LA PERCEE ET LE LITTORAL CAUCHOIS.

L'action des houles sur les rivages du Calvados varie d'Ouest en Est étant donné le tracé des côtes de la Baie de Seine et en particulier

l'orientation presque Nord-Sud du littoral à ses extrémités. Les houles de secteur nord-est sont dominantes à l'W de la Pointe de la Percée. Puis, à partir de là, la protection exercée par la Presqu'île du Cotentin s'atténue et l'influence des houles de Nord-Ouest devient de plus en plus marquée. Ces dernières interviennent presque seules au-delà de l'embouchure de l'Orne, la côte du Calvados étant alors abritée des vents d'Est à Nord-Est par le Pays de Caux (fig. 91).

351 - De la Pointe de la Percée à l'embouchure de l'Orne.

C'est la partie du littoral calvadosien la plus exposée aux influences du large, notamment aux houles dominantes de Nord-Ouest et de Nord-Est qui engendrent un important transport longitudinal étant donné la direction sensiblement E-W du rivage (fig. 88).

Dans la région de Port-en-Bessin, les vents de secteur ouest ne sont que légèrement supérieurs à ceux de secteur est (résultante R' des vents de mer à Longues-sur-Mer : N 8° W : fig. 88). La dérive résultante est donc faible d'autant plus qu'elle est contrariée par la présence de platiers rocheux. Dans ces conditions, l'anse sableuse qui s'étend de Vierville-sur-Mer à Colleville (Omaha beach) est une cellule sédimentaire caractérisée par des sables quartzeux, fins, pauvres en calcaire (fig. 60 et 62). Le cordon dunaire qui la limite au Sud isole un marais maritime au pied de la falaise fossile. Il a tendance à reculer sous les assauts des vagues de tempêtes, principalement dans l'axe de l'anse, comme on l'observe également sur la côte ouest du Cotentin, dans les anses d'Ecalgrain et de Vauville par exemple. Actuellement, la ligne de rivage évolue vers le tracé qu'elle avait au Normannien par érosion différentielle du matériel meuble reposant sur le substratum rocheux qui affleure en falaise vive aux extrémités de l'anse (côtes contraposées d'après A. Guilcher, 1954). Cette évolution conduit à l'irrégularisation du littoral. La Bretagne, la Cornouaille britannique, le Pays de Galles offrent de nombreux exemples du même type (in A. Guilcher, 1954). Au Normannien, le tracé de la côte ne résultait pas de la contraposition mais de l'hétérogénéité lithologique de la falaise : Marnes de Port-en-Bessin au fond de l'anse (Bathonien inférieur à moyen), assises calcaires du Bathonien moyen (à l'Ouest) et du Bajocien (à l'Est) aux extrémités.

La côte sableuse comprise entre Saint-Côme-de-Fresné et Saint-Aubin-sur-Mer est fortement soumise à l'action des houles car :

- elle est située dans la partie axiale de la Baie de Seine, là où la protection due au Cotentin et au Pays de Caux s'exerce le moins,

- elle dessine une légère convexité vers le large, en arrière de rochers pré-littoraux formant le Plateau du Calvados, morphologie qui correspond à l'abondance de faciès calcaires du type "pierre de taille" (Bathonien moyen et supérieur) au centre de la convexité et à la présence de terrains marneux aux extrémités : Marnes de Port-en-Bessin à l'Ouest, marnes du Callovo-Oxfordien à l'Est (fig. 14 et 19),

- elle est souvent le lieu de convergence d'orthogonales de houles d'où une concentration de l'énergie en certains points du littoral, tout spécialement au voisinage des plages de Saint-Aubin-sur-Mer et de Meuvaines (Elhaï, 1963 et fig. 91).

Ces effets viennent s'ajouter à ceux des courants de marée qui s'exercent assez fortement jusqu'au rivage (p. 243 et 289) d'où des apports abondants de débris organogènes amenant le dépôt de sables zoogènes fins (III) sur les plages (fig. 62) et l'érosion marquée de la côte.

Le recul est particulièrement rapide à l'W de Ver-sur-mer, face au marais de Meuvaines, où la route littorale a dû être abandonnée et reconstruite plus au Sud, sur le flanc de la falaise fossile. La route était déjà menacée en 1926 (Monod) et, en 1944, Madeline concluait à un recul de 100 m en une cinquantaine d'années des dunes basses et fragiles de ce secteur. Comme le remarque H. Elhaï (1963) il ne faut donc pas chercher dans l'implantation du port artificiel d'Arromanches en 1944 la cause essentielle des démaigrissements observés depuis sur la côte du Calvados ainsi que le proposait G. Chatel (1952).

Toutefois, la mise en place de cet ouvrage a modifié les conditions hydrodynamiques aux abords d'Arromanches et par conséquent les processus d'érosion et de sédimentation :

a) les caissons jouent le rôle de brise-lames et protègent l'intérieur du port des vagues de tempêtes. Les démaigrissements y sont donc moindres et je n'ai jamais retrouvé à l'affleurement les magnifiques dépôts normanniens, si souvent observés par L. Guillaume, à Saint-Côme-de-Fresné, de 1931 à 1935,

b) le port joue le rôle d'un gigantesque épi. En régime de charriage, sous l'action des houles de Nord-Ouest nettement prépondérantes à partir d'Arromanches, des attérissements (faibles par défaut d'alimentation) s'effectuent

à l'amont et des affouillements à l'aval, sur les communes d'Asnelles et surtout de Meuvaines. Ce secteur est mal réalimenté par les houles de secteur nord-est puisque la résultante des vents de mer s'oriente progressivement au NW en allant vers l'Estuaire de la Seine (fig. 88). Les épis sont donc souvent vides et l'implantation du port artificiel a accentué la tendance à l'érosion de cette région côtière. Des mesures de sauvegarde ont déjà été prises, elles devront être renforcées, sinon la situation ne tardera pas à devenir catastrophique, non seulement pour le marais de Meuvaines, mais surtout pour les plages adjacentes de Ver-sur-mer et d'Asnelles-belle-plage qu'il faudra protéger latéralement si cela est possible (1).

Au-delà de Ver-sur-mer, les cordons sableux sont alimentés par la dérive littorale et se développent vers l'Est amenant notamment la formation de flèches sableuses aux embouchures de la Seulles et de l'Orne (pointe du Siège). Grâce à l'analyse des cartes anciennes, A. Madeline (1944) a pu montrer que cette dernière avait progressé de 750 m depuis 1681, soit une moyenne annuelle de 3 m environ. En liaison avec ce transit des matériaux vers l'Est, la construction des jetées de Courseulles et de Ouistreham a eu pour effet d'accroître les atterrissements à l'Ouest et de déterminer localement des démaigrissements à l'Est en particulier sur la côte comprise entre Courseulles et Bernières (Madeline, 1944; Elhaï, 1963). Sur les plages aux platiers rocheux s'étendant de Saint-Aubin-sur-mer à Lion-sur-mer, les cheminement littoraux sont assez variables en fonction de l'orientation des houles et de la morphologie locale, les vents de terre sont particulièrement favorables à l'engraissement du haut-cordon (Hommeril, 1958; Fily, 1967).

352 - L'entrée de l'Estuaire de la Seine et les côtes adjacentes.

Les plans de vagues établis par H. Elhaï (1963 : fig. 91), H. Vigarié (1964) et G. Fily (1967) montrent que sur les estrans situés à l'E de l'Orne les houles favorisent souvent le déplacement des sédiments vers l'Estuaire de la Seine. Antérieurement, les études de terrain de J. Volmat (1929), M. Auzel, J. Bourcart (1950) et G. Chatel (1952) avaient déjà mis

- (1) Les moyens de défense mis en oeuvre sur le littoral devraient être coordonnés afin d'éliminer des discontinuités comme celle qui résulte de la limite communale Asnelles-Meuvoines. Ces discontinuités accentuent en effet la turbulence et la mer "s'acharne" semble-t-il pour les faire disparaître. Il est évident que les phénomènes naturels, en l'occurrence l'action de la mer sur le littoral, s'inscrivent dans un cadre qui n'est pas fixé par des limites administratives.

l'accent sur cette dérive qui entraîne la présence et la progression de la flèche sableuse de Dives et qui contribue au colmatage de l'estuaire.

La dynamique sédimentaire des plages s'est parfois modifiée au cours des dernières années. Celle de Deauville en particulier connut des phases de progression importante au XIX^e siècle (Jourdan, 1949; Vigarié, 1964). Vers 1930, elle appartenait encore à un secteur d'engraissement d'après les observations de J. Volmat (1929). Or, elle subit des démaigrissements spectaculaires après guerre (Auzel et Bourcart, 1950). G. Chatel (1952) mit en cause le port artificiel d'Arromanches mais son éloignement ne permet pas de retenir une telle hypothèse. La plage de Deauville s'inscrit au contraire dans le cadre de l'Estuaire de la Seine et de la morphologie sous-marine qui le prolonge vers l'Ouest. Son évolution ne peut être étudiée que dans ce cadre profondément modifié par les travaux d'aménagement du couloir fluvial. Il est possible que les démaigrissements observés soient l'une des répercussions de ces travaux.

Sur les côtes de Caux, au S du Cap d'Antifer, l'estran bordé de hautes falaises est assez étroit. Le rôle essentiel des houles venues de l'Ouest est de plaquer les galets contre la falaise sans qu'il y ait de dérive possible (Prêcheur, 1960). Par contre, les houles de secteur nord-ouest à nord, assez fréquentes (fig. 88), déterminent un transport des matériaux vers le Sud. Au cours du Flandrien, dans la région havraise, ces mouvements ont entraîné la formation de pouliers constituant aujourd'hui des hauts-fonds près du Havre : Banc de l'Eclat, Hauts de Quarante, Hauts de la Rade, Banc du Grand Placard (Vigarié, 1964). Actuellement, les cordons de galets sont encore mobiles près du rivage mais la mise en place des installations portuaires et des ouvrages de défense au Cap de la Hève a considérablement contrarié leur déplacement et la progression de pouliers récents comme celui de la Pointe du Hoc (allongement de 3 km depuis huit siècles).

La majeure partie des sédiments qui se déposent dans l'estuaire (1) provient de la mer. D'une manière générale, ils s'affinent d'aval en amont mais d'importantes variations s'observent transversalement, en fonction de la topographie. Au voisinage de l'embouchure, dans les régions peu

(1) Je ne donne ici qu'un très bref résumé des modalités de la sédimentation dans l'Estuaire de la Seine. Pour plus d'informations, le lecteur pourra consulter les travaux de A. Vigarié (1964 et 1965) et de J. Germaneau (1967, 1968 a et b, 1969).

profondes soumises à l'action dominante des houles, les dépôts les plus grossiers se trouvent sur les reliefs et les plus fins dans les creux. Cette distribution granulométrique des sédiments s'inverse vers l'amont sous l'influence prépondérante des courants. Des minéraux lourds de forte densité (zircon, grenat) caractérisent alors les dépôts du fond des chenaux et des minéraux lamellaires (amphiboles, micas, chlorites) ceux des banquettes (Germaneau, 1967 et 1968 a). Le rôle du fleuve s'accroît progressivement vers l'amont en liaison avec l'influence décroissante de la marée dynamique. Vers l'aval, l'action dominante des houles à l'embouchure cesse à quelques mètres de profondeur comme nous l'avons vu ci-dessus. Il apparaît donc, de l'amont vers l'aval, une sorte de relai des agents de transports et de sédimentation comme l'a suggéré J. Germaneau (1968 a) à la suite des travaux de L. Kulm et J. Byrne sur l'Orégon (1966).

Le colmatage estuarien qui conduit à l'ensablement des chenaux de navigation a toujours été l'une des principales préoccupations des ingénieurs maritimes, aussi ont-ils tenté de chiffrer les apports. En mesurant les débits solides et liquides ils ont montré une nette supériorité de la charge des courants de flot sur ceux de jusant. Mais, pour mieux connaître l'importance des apports d'origine marine, le volume de la masse alluvionnaire accumulée dans l'estuaire, pendant une période donnée, a été déterminé pour être mis en parallèle avec l'amaigrissement des fonds sous-marins voisins. Ces dernières estimations ont été réalisées en comparant des relevés bathymétriques successifs (de 1834 à 1913) qui ont révélé une érosion des fonds à l'E du méridien d'Houlgate. D'après J. Volmat (1929), pour la période considérée, cette érosion fut de 0,68 m en moyenne ce qui correspond à un déblai de 236 millions de mètres cubes (Vigarié, 1964).

Ces résultats sont très discutables compte tenu de la précision que supposent les levés bathymétriques sur lesquels ils sont basés. Cependant, il est nécessaire de trouver la source des matériaux qui remblaient l'estuaire et dont la masse peut être déterminée avec beaucoup plus de précision. Un transit de sédiments de l'angle sud-est de la Baie de Seine vers l'estuaire ne signifie pas obligatoirement une érosion des fonds situés au large de l'embouchure. Ces derniers sont en effet alimentés au flot par l'Ouest et le Nord-Ouest, et au jusant par le Nord-Est (fig. 87). Or, les matériaux qui pénètrent dans cette partie de la baie en sortent beaucoup plus difficilement et ce bilan sédimentaire positif se traduit par des dépôts

dans l'estuaire. Son colmatage n'a donc pas pour corrolaire l'amaigrissement de l'avant-pays sous-marin. L'équilibre entre les facteurs hydrodynamiques d'une part, la répartition des sédiments et la morphologie sous-marine d'autre part, se réalise à plus large échelle : parties centrale et orientale de la Baie de Seine en l'occurrence.

Ces remarques n'impliquent pas forcément le rejet des conclusions obtenues en comparant les levés bathymétriques successifs de la partie sud-est de la Baie de Seine. Il est possible que les démaigrissements mis en évidence depuis plus d'un siècle s'inscrivent dans le passage d'un équilibre naturel adapté à l'estuaire sauvage (1), à un nouvel équilibre imposé par l'estuaire construit. Il n'est pas prouvé que ce dernier état soit atteint.

En résumé :

Sur la frange côtière, la sédimentation est soumise à l'action dominante des houles jusqu'à une profondeur qui varie entre 0 et - 7 m (par rapport au 0 des cartes marines) selon la pente sous-marine et la situation du rivage par rapport à l'angle d'incidence des ondes de flot et de jusant. Les échanges de particules sableuses (à fortiori de particules plus grossières) avec les régions plus profondes sont faibles de telle sorte que les dépôts littoraux ont localement des caractères minéralogiques propres en liaison avec l'environnement géologique.

Au N du Cotentin, la côte est découpée et la dérive littorale des sédiments s'effectue dans le cadre de cellules sédimentaires limitées par des barres rocheuses. Dans la partie occidentale de la Baie de Seine, la dynamique des plages est dominée par un transit des matériaux vers la Baie des Veys dont certains secteurs se colmatent. Malgré une certaine régularité, le littoral du Calvados est assez diversifié. L'anse sableuse de Vierville-Colleville est nettement individualisée entre les platiers rocheux de la Percée et de Port-en-Bessin. Les plages comprises entre Arromanches et Courseulles sont fortement érodées et l'implantation du port artificiel d'Arromanches a accentué cette tendance. Plus à l'Est, sous l'influence dominante des houles de secteur nord-ouest, les sédiments cheminent vers l'Estuaire de la Seine qui est également alimenté par les courants de marée venus de l'Ouest. Profondément modifié par des travaux d'aménagement depuis plus d'un siècle, il n'est pas prouvé que le cadre régional de l'estuaire ait retrouvé son équilibre morphologique et sédimentologique.

(1) Les qualificatifs : sauvage et construit sont utilisés par A. Vigarié (1964).

4- MISE EN PLACE ET EVOLUTION DU MODELE SEDIMENTAIRE AU COURS DU FLANDRIEN.

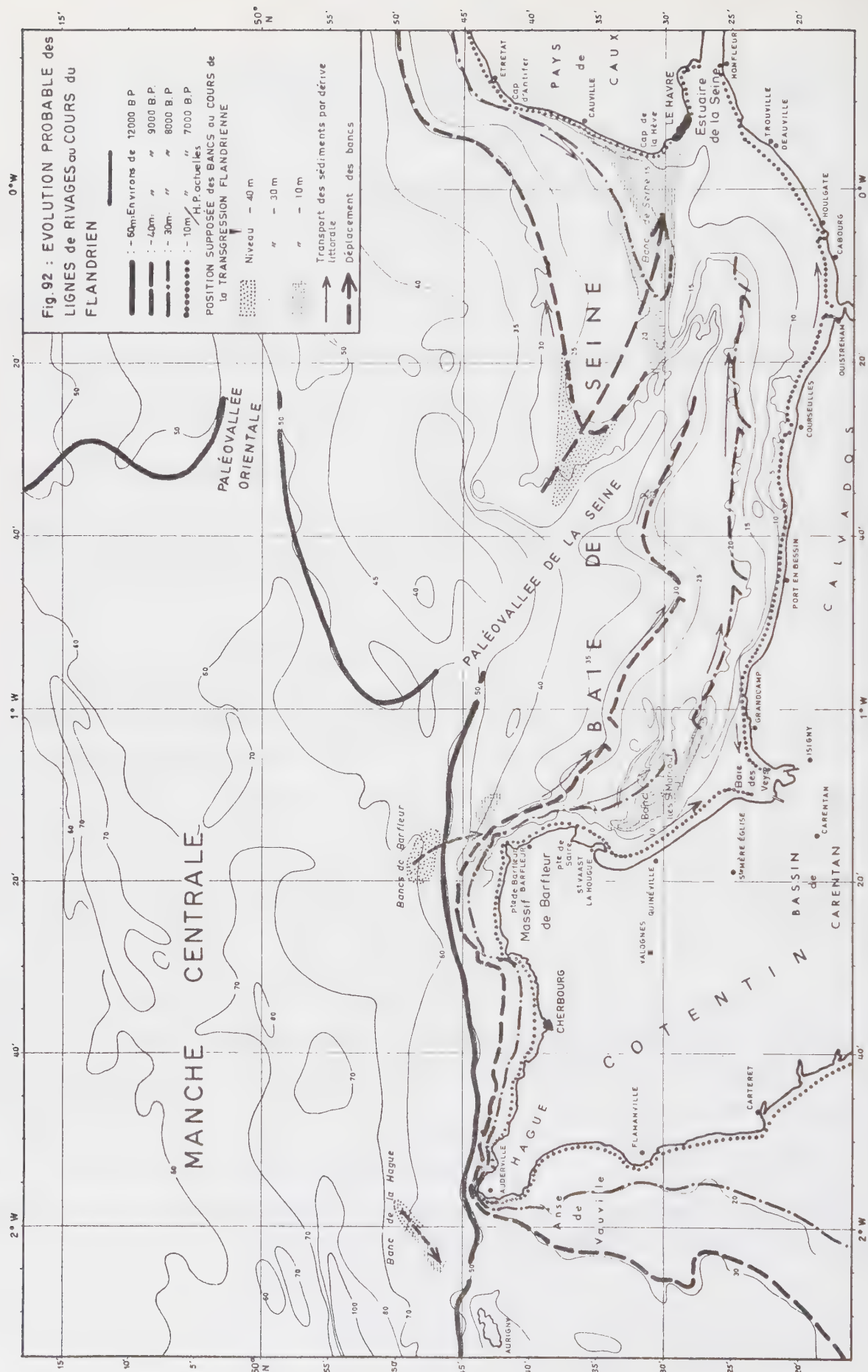
Aujourd'hui, le modèle sédimentaire (fig. 62) se caractérise par une large bande de sédiments zoogènes, localement phycogènes, graveleux ou sableux, prenant en écharpe la Baie de Seine et intercalée entre :

- des dépôts de sables et de sablons quartzeux, parfois de sédiments vaseux, occupant les extrémités de la Baie de Seine,
- des dépôts grossiers de graviers et de cailloutis, pauvres en débris coquilliers, caractéristiques de la Manche centrale.

Il présente en outre des bancs sableux édifiés à l'emplacement de pièges hydrauliques : Bancs de Barfleur, Banc de la Hague, bancs des extrémités de la Baie de Seine. Ces bancs, souvent accidentés de dunes hydrauliques, sont en disharmonie avec l'environnement sédimentaire, à l'exception de ceux de la région des Iles Saint-Marcouf.

Ce modèle, conditionné par son cadre morphologique, est en équilibre avec les forces hydrodynamiques ambiantes. Sa mise en place s'est principalement réalisée au cours du Flandrien par remaniement plus ou moins accentué de dépôts continentaux d'âge variable et incorporation progressive de débris organogènes en milieu marin. Pour reconstituer les étapes de son évolution flandrienne, je me baserai sur la courbe des modifications relatives du niveau marin au cours de l'Holocène (fig. 35) sachant que les conditions hydrodynamiques qui président à la sédimentation sont en majeure partie déterminées par les caractères morphologiques sous-marins et littoraux.

Au cours de l'histoire flandrienne, la date de 7 000 ans B.P. est particulièrement marquante. A cette époque, la mer a atteint le niveau - 10 m, le tracé de la côte est voisin du tracé actuel (fig. 92), désormais la ligne de rivage se modifiera peu. Au contraire, avant 7 000 ans B.P., les progrès de la transgression furent rapides entraînant des changements importants du trait de côte du fait de la faible pente du bed-rock, notamment en Baie de Seine (fig. 92). Je vais donc tenter de reconstituer le modèle sédimentaire à 7 000 B.P., puis j'étudierai les grands traits de son évolution probable avant et après cette date.



41 - LE MODELE SEDIMENTAIRE A 7 000 ANS B.P.

Etant donné que la ligne de rivage diffère peu de celle d'aujourd'hui, les caractéristiques des courants de marée et par conséquent la répartition granulométrique des sédiments sont probablement voisines de celles que nous connaissons.

Par contre, la nature des dépôts superficiels est sans doute différente. En effet, le matériel bioclastique flandrien est encore peu abondant et les débris organogènes des transgressions antérieures sont peu nombreux, de telle sorte que la couverture meuble se compose principalement de matériel terrigène provenant du remaniement par la mer de nappes alluviales et de formations périglaciaires diverses (coulées de solifluxion, produits de gélifraction, limons). Compte tenu de la distribution granulométrique bimodale des composants lithoclastiques (fig. 77 et 78), les successions complètes de sous-zones sédimentaires engendrées par une diminution graduelle de la vitesse des courants comportent vraisemblablement les termes suivants : cailloutis purs (Ia), cailloutis graveleux (Ib), graviers caillouteux (IIa), graviers siliceux (IIb), sables graveleux (Vb), sables quartzeux fins (Vd), sablons (Ve), sédiments vaseux (VI). Les sédiments organogènes sont absents ou très localisés.

Etroitement liés à la géométrie côtière, les bancs sableux du Nord-Cotentin et ceux de la Baie de Seine sont sans doute édifiés près de leur emplacement actuel mais ils doivent être plus pauvres en matériel bioclastique.

Les caractères de la sédimentation littorale sont comparables à ceux qui ont été décrits ci-dessus dans la mesure où le régime des vents est voisin du régime actuel ce qui est vraisemblable compte tenu des conditions climatiques de l'époque considérée (début de la période atlantique).

42 - LE MODELE SEDIMENTAIRE AVANT 7 000 ANS B.P.

La mer occupe la Manche centrale dès le Tardiglaciaire (niveau - 60 m aux environs de 12 000 B.P. : fig. 92), c'est alors un golfe de la Manche occidentale. Peu à peu la transgression flandrienne s'avance vers l'Est. Pendant ce temps, la Baie de Seine se dessine. Le Pas-de-Calais s'ouvre approximativement à 9 000 B.P. En Mer du Nord, le golfe méridional rejoint

le grand bassin septentrional aux environs de 8 500 ans B.P. (Dujon, 1969). Dès lors, il est probable que s'établît en Manche un régime de courants de marée voisin du régime actuel.

L'élévation du niveau marin est particulièrement rapide de 8 500 à 7 500 B.P. (fig. 35). Le tracé probable des lignes de rivage (fig. 92 (1) pour les niveaux - 40 m (9 000 B.P.) et - 30 m (8 000 B.P.) souligne les principaux caractères morphologiques littoraux du périmètre étudié au cours de la transgression flandrienne, principalement en Baie de Seine où les modifications furent les plus marquées.

De part et d'autre de l'embouchure de la Seine, entre 9 000 et 7 000 B.P., le trait de côte évolue progressivement vers un tracé voisin du tracé actuel. On peut en déduire que peu à peu s'instaurent, dans le prolongement du "pré-Cap de la Hève", des conditions courantologiques comparables à celles qui règnent aujourd'hui, amenant la mise en place d'un banc sableux. Ce dernier se déplace parallèlement à la paléovallée de la Seine en fonction des modifications de la géométrie côtière au cours de la période transgressive considérée (fig. 92).

La presqu'île du Cotentin s'ébauche au début du Flandrien et, peu à peu, les caractéristiques courantologiques régnant aujourd'hui au large des caps de Barfleur et de la Hague apparaissent. En conséquence, les bancs sableux de Barfleur et de la Hague se mettent en place. Ultérieurement, la modification des contours de la presqu'île entraîne vraisemblablement une légère migration de ces corps sableux. J'ai essayé de reconstituer ces déplacements en tenant compte des variations de la géométrie côtière (fig. 92).

Dans l'ensemble, de la Baie de Seine à la Manche centrale, on remarque aujourd'hui que les dépôts sont d'autant plus grossiers qu'ils sont profonds (fig. 62, 73 et 82). Cette répartition granulométrique des sédiments, inverse de celle qui s'observe habituellement, résulte essentiellement de l'action des courants de marée. Dans de telles conditions, aux différentes étapes de la transgression flandrienne, les sédiments furent remaniés et redistribués sous l'influence de courants devenant de plus en plus forts sur une même verticale. Le modèle sédimentaire dut se modifier par translation vers le rivage actuel. La figure 93 schématise cette évolution à partir du niveau - 3

(1) Il a été tenu compte pour ce faire des informations concernant la position du bed-rock, informations recueillies par forages et surtout par prospection sismique.

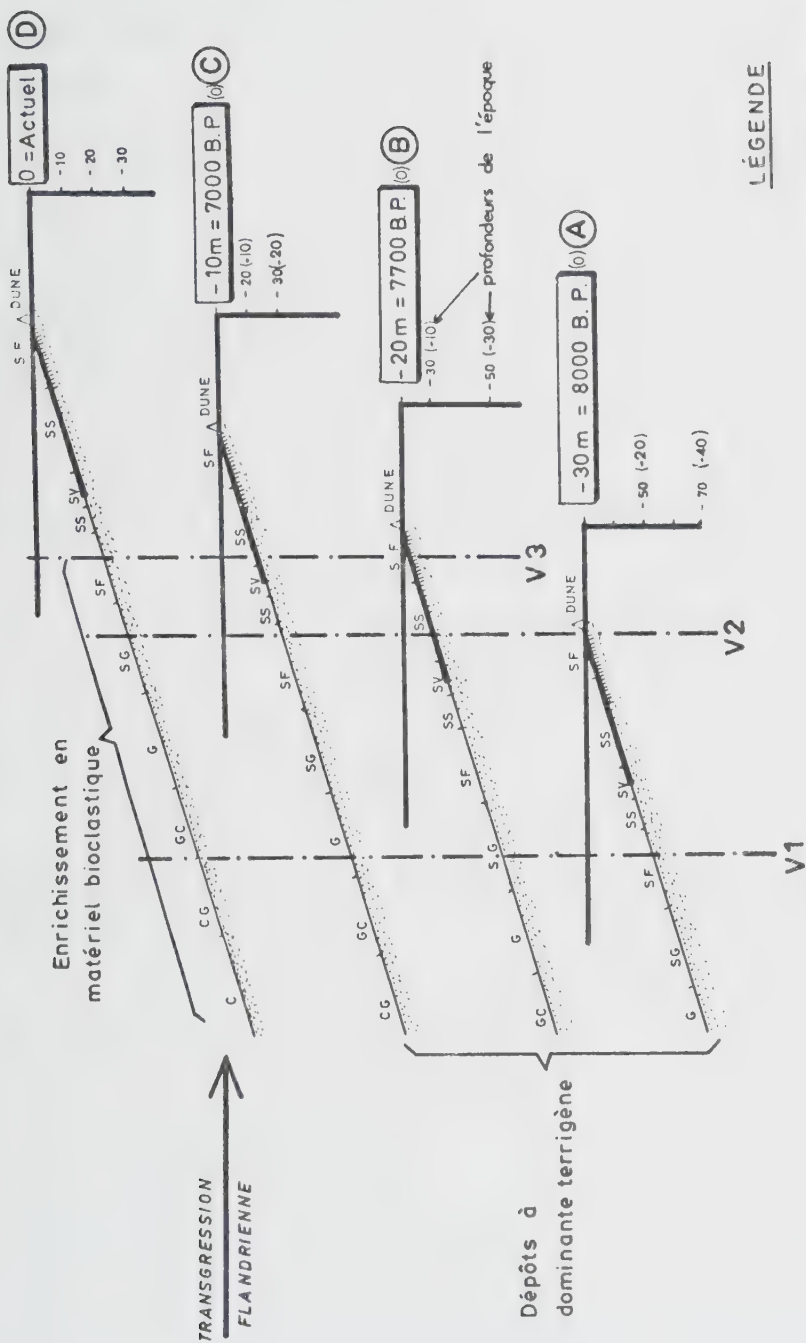


Fig. 93: ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION GRANULOMÉTRIQUE DES DÉPÔTS AU COURS DE LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE: représentation schématique et hypothétique pour la partie occidentale de la Baie de Seine.

- La répartition bathymétrique des dépôts est donnée en fonction des résultats acquis dans la partie ouest de la Baie de Seine; il est possible qu'elle n'ait pas toujours été la même -

pour lequel le tracé de la Baie de Seine n'était pas très éloigné de celui d'aujourd'hui. La répartition des dépôts en fonction de la profondeur est basée sur les résultats acquis dans la partie occidentale de la Baie de Seine. En passant du niveau - 30 m (8 000 B.P.) au niveau - 10 m (7 000 B.P.), la figure 93 montre, par exemple (verticale V1), qu'un dépôt de sable fin mis en place à 22 m de profondeur (niveau - 30 m : figure 93 A) fut d'abord remplacé par des sables graveleux (niveaux - 20 m à 7 700 B.P. : fig. 93 B) puis par des graviers (niveau - 10 m : fig. 93 C).

Près du rivage, l'action dominante des houles devait interrompre, comme aujourd'hui, la succession horizontale des dépôts soumis aux courants de marée. Aux sables vaseux situés à quelques mètres sous le niveau des plus basses mers succédaient des sablons jusqu'au bas-estran, puis des sables fins du moyen-estran à la haute plage, voire à la dune. En considérant une verticale telle que V2 (fig. 93) sur laquelle on trouve des sables fins de haute plage à 8 000 B.P. (niveau - 30 m : fig. 93 A), l'élévation du niveau marin amena :

- dans un premier temps, le dépôt de sédiments plus fins (sablons puis sables vaseux : fig. 93 B) au-dessus des sables,

- dans un second temps, le remaniement progressif des dépôts précédemment mis en place sous l'influence de plus en plus accentuée des courants de marée. Ainsi, sur la verticale V2 retrouve-t-on des sables fins au niveau - 10 m (7 000 B.P. : fig. 93 C). Par conséquent, des dépôts de haute plage, éventuellement de dune, ont pu être conservés pendant un certain temps sous des sédiments plus fins. Quelques forages réalisés à une huitaine de kilomètres à l'W du Cap de la Hève m'ont permis de vérifier cette hypothèse. Des sables vaseux (0,3 à 0,5 m) reposent en effet sur des sables fins (environ 1 m) dont les caractères granulométriques sont voisins de ceux des sables de plages actuelles.

Ces résultats permettent d'expliquer la présence, aujourd'hui, de dépôts de plage peu remaniés à une vingtaine de mètres sous le niveau des plus hautes mers, aux extrémités de la Baie de Seine (verticale V 3 : fig. 93). Il s'agit de sédiments qui retrouvent un nouvel état d'équilibre conditionné par les courants de marée. Que la transgression se poursuive et ces dépôts seront érodés, le matériel allant se résédimenter plus près du rivage. Cette interprétation complète l'explication de J. Germaneau (1968 a) selon laquelle l'estran submergé mis en évidence au voisinage de la cote - 12 m (par rapport au 0 des cartes marines), au large du Cap de la Hève, est une formation ancienne datant d'une "étalement de transgression" se plaçant entre 8 000 et 5 000 B.P.

Jusqu'à 7 000 ans B.P., les dépôts furent vraisemblablement à dominante terrigène. En fonction des progrès de la transgression flandrienne, le matériel sableux, voire graveleux fut progressivement poussé vers l'amont, les fonds caillouteux, peu remaniés, occupant sans doute des surfaces de plus en plus vastes.

Remarque :

Les profils de la figure 93 établis pour la partie occidentale de la Baie de Seine s'appliquent également à la partie orientale, les deux régions ayant des caractéristiques à peu près symétriques. Par contre, ils ne sont pas adaptés au centre de la Baie de Seine où la limite d'action dominante des houles est située à une cote plus élevée en raison de l'influence plus importante des courants de marée près du rivage. La "renverse" du gradient granulométrique se trouve dans les sablons et non dans les sables vaseux qui n'apparaissent pas. La limite supérieure des sables graveleux se place aux environs de - 15 m au lieu de - 27 m à l'Est ou à l'Ouest.

Au début du Flandrien (niveaux - 40 à - 30 m : fig. 92), le tracé côtier de la Baie de Seine était favorable à une dérive des sédiments littoraux vers la Baie des Veys, puis, plus à l'Est, vers l'Estuaire de la Seine avec formation de flèches sableuses dirigées vers l'Est aux embouchures des rivières venues du Sud. Grâce à ces mouvements de matériaux, le Massif de Barfleur alimentait alors le stock sableux de la partie occidentale de la Baie de Seine (notamment au niveau - 30 m : fig. 92). Aux environs du niveau - 20 m, un cordon dunaire accroché aux Iles Saint-Marcouf, s'étendait probablement de la Pointe de Saire à la région de Grandcamp. Sa submersion amena son nivellement mais plus tard, une partie des sables abandonnés dans cette région fut intégrée aux bancs sous-marins situés de part et d'autre des Iles Saint-Marcouf. Ces corps sableux, liés à la position de la Pointe de Saire, de l'Ile Tatihou et des Iles Saint-Marcouf se fixèrent sans doute à l'emplacement qu'ils occupent aujourd'hui, contrairement au Banc de Seine et aux bancs du Nord-Cotentin.

Au large du Pays de Caux, le tracé de la côte fut de plus en plus favorable au transport résultant des sédiments vers le Sud-Ouest sous l'action des houles. Cette dérive ancienne qui alimenta le Banc de Seine a été mise en évidence par J. Germaneau (1968 a et 1968 b) au large de la Hève, entre - 10 et - 15 m par rapport au 0 des cartes marines.

43 - LE MODELE SEDIMENTAIRE APRES 7 000 B.P.

Désormais les modifications du trait de côte sont faibles (fig. 92) et lentes (élévation du niveau marin de 10 m en 7 000 ans). Par conséquent, la répartition granulométrique des sédiments, la position des corps sableux (bancs de la Baie de Seine et du Nord-Cotentin) liées au tracé de la

ligne de rivage, subissent peu de changements. Pendant cette période, l'évolution de la distribution des sédiments en fonction de la profondeur est schématisée sur la figure 93 (de 93 C à 93 D).

Par contre, la composition des dépôts se modifie vraisemblablement en fonction de l'augmentation progressive du stock organogène qui comble peu à peu le stock terrigène ancien. A ce sujet, je rappelle que des sables coquilliers prélevés à l'W du Cotentin ont été datés de $4\ 950 \pm 140$ ans B.P. à $1\ 300 \pm 90$ ans B.P. (p. 220).

Cette contamination progressive de la partie superficielle des dépôts meubles par des éléments bioclastiques est principalement contrôlée par les facteurs suivants :

- localisation et composition des biocoenoses,
- répartition des vitesses maxima de courants de marée,
- comportement hydraulique et répartition dimensionnelle particuliers des débris organogènes par comparaison avec le matériel lithoclastique.

Le déficit d'éléments terrigènes dans la tranche granulométrique 1 - 3 mm et l'abondance de fragments biogènes à ces dimensions (fig. 77) amènent précocément la formation de sédiments zoogènes graveleux (sous-zone IIIb) largement répartis aujourd'hui en Baie de Seine (fig. 62).

Sur la frange côtière, par remaniement de formations meubles (couches géologiques, produits de l'altération superficielle, coulées de solifluxion, limons), du matériel frais est progressivement incorporé aux sédiments littoraux (quartz non usés, feldspaths, glauconie, minéraux lourds) donnant naissance à des districts minéralogiques. Les estuaires alimentés par la dérive littorale et par les suspensions soumises au va-et-vient des marées se colmatent peu à peu. D'autre part, les petites oscillations négatives du niveau marin comme l'oscillation mise en évidence à la fin du subboréal (fig. 35) engendrent l'exondation temporaire d'une partie des plages. Ce retrait de la ligne de rivage favorise les actions éoliennes qui amènent la formation de dunes littorales.

CONCLUSION DU CHAPITRE IX

Le modèle sédimentaire présent dans le périmètre étudié résulte principalement :

- du remaniement (plus ou moins important suivant la taille des éléments)

de dépôts terrigènes par la transgression flandrienne s'avançant de la Manche centrale à la Baie de Seine entre 12 000 et 7 000 B.P.,

- de la contamination progressive de ce matériel lithoclastique par des débris organogènes flandriens,

-de l'action des courants de marée dont les caractéristiques n'ont guère changé depuis 7 millénaires.

Actuellement, ce modèle continue à s'enrichir en matériel bioclastique tandis que les apports lithoclastiques sont faibles et limités au littoral. Il subit certaines retouches dans ses contours et localement quelques réajustements dus à l'intervention humaine, mais dans ses grandes lignes, il est stable à l'échelle humaine.

Comment peut-on concevoir son évolution future ?

Si le niveau marin se stabilise, le modèle s'enrichira en matériel bioclastique, les sédiments organogènes deviendront plus abondants.

Si le niveau marin s'élève, ce même accroissement du stock organogène sera accompagné d'une translation des dépôts vers l'amont conformément aux schémas de la figure 93. Les zones sédimentaires I et II (cailloutis et graviers) s'accroîtront probablement. Le trait de côte évoluera vers son tracé normannien, plus irrégulier que le tracé actuel.

Si le niveau marin s'abaisse, l'émersion du modèle s'opérera graduellement et, en se déplaçant, l'action des houles s'exercera à tous les niveaux d'où un certain triage de la partie superficielle des dépôts.

Dans tous les cas, il ne se formera probablement que des séquences verticales de faciès peu épaisses, à moins que n'interviennent des changements profonds dans les conditions de sédimentation : subsidence du bassin, meilleure alimentation en matériel lithoclastique notamment.

Placé dans une série géologique, le modèle sédimentaire présent aujourd'hui en surface serait daté du Flandrien d'après son contenu bioclastique. On distinguerait en outre des variations horizontales de faciès marins (fig. 62 à 66) indépendamment de l'origine et de l'histoire des constituants lithoclastiques. En Géologie sédimentaire, il est souvent plus exact de parler de mise en place en milieu marin que d'origine marine.

Quant à la notion d'Actuel, elle ne peut avoir de signification pour le Sédimentologue que dans la mesure où les conditions de dépôt restent

stables pendant une assez longue période, en l'occurrence l'époque flandrienne depuis 7 000 B.P. C'est alors qu'un phénomène aussi éphémère que la formation d'une ride de courant acquiert un intérêt géologique. En cas de fossilisation, une telle figure sédimentaire, façonnée et détruite des milliers, voire des millions de fois, dans des conditions hydrodynamiques identiques, est représentative de ces dernières.

CONCLUSION GENERALE

I. ECORCHE GEOLOGIQUE SOUS LES DEPOTS MEUBLES.

La carte géologique établie à partir de toutes les informations recueillies (fig. 19) donne la réponse à l'une des principales questions posées au début de ce mémoire : "comment se prolongent sous la mer les terrains variés des régions côtières bas-normandes qui se rattachent d'une part au socle armoricain, d'autre part aux auréoles occidentales du Bassin de Paris?".

A - LE SOCLE ARMORICAIN.

Le socle ancien affleure à la périphérie du Nord-Cotentin, parfois jusqu'à 6 milles de la côte. Au-delà, il s'ennoie sous la couverture secondaire.

Au NE du Cotentin, *le Massif granitique de Barfleur* se prolonge pour moitié sous la mer. Sa subdivision en deux parties mise en évidence sur le continent d'après ses caractères pétrographiques, se retrouve dans la partie immergée, de part et d'autre d'une ligne voisine du méridien de Néville :

- granite rose, à gros grain, pauvre en micas, contenant des filons apliques, à l'Ouest,

- granite porphyroïde, associé à des granites à grain fin, riche en muscovite, contenant des filons de pegmatites, à l'Est.

Au large de l'Anse de Gattermare et dans la région de Gatterville, les affleurements consistent en roches d'aspect gneissique, hypermicacées, appartenant au toit du granite. Ce batholite hercynien est intrusif dans les assises schisteuses, localement phyllonitiques du Briovérien moyen qu'il métamorphise. Des contacts tectoniques ont en outre été décelés au Nord et à l'Est s'ajoutant à ceux qui sont connus sur la bordure méridionale.

Le substratum de l'Anse de Cherbourg consiste en phyllades sériciteux, localement chloriteux, lardés de quartz. Par analogie avec les faciès pétrographiques des rochers littoraux d'Urville-Nacqueville, ils sont rapportés au Briovérien moyen (étage de Villiers-Fossard : X^{2b}), mais un âge plus ancien n'est pas exclu.

Des roches dioritiques, souvent mylonitisées, appartenant vraisemblablement au vieux socle pentévrien affleurent au large de l'Anse Saint Martin. Plus à l'Est, des *fonds granitiques* ont été identifiés dans le Raz Blanchart.

La couverture paléozoïque est présente au N de la Hague où les gisements reconnus jalonnent un axe sensiblement E-W, situé à environ deux milles de la côte. Plus à l'Est, les terrains cambro-ordoviciens mis en évidence au SE de l'Ile d'Aurigny se raccordent logiquement au flanc nord du Synclinal de Jobourg-Siouville. Peut-être ce dernier se relie-t-il au Paléozoïque du N de la Hague par l'intermédiaire du Raz Blanchart où affleurent des quartzites ordoviciens.

B - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE POSTHERCYNIEENNE.

La couverture sédimentaire posthercynienne couvre la majeure partie du périmètre étudié. Elle comprend des assises allant du Trias au Lutétien supérieur se rattachant aux auréoles du Bassin anglo-parisien ou aux formations de la Manche occidentale.

a) En Baie de Seine.

Dans cette région, le substratum est essentiellement formé de *terrains jurassiques*, calcaires ou argileux, appartenant au Lias inférieur, au Bathonien, au Callovo-Oxfordien. Le Domérien, le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien n'ont livré que des indices épars. Le Kimméridgien n'apparaît qu'à

l'extrémité orientale de la baie, dans la région havraise. A l'Ouest, le Trias occupe une étroite bande au contact du Massif de Barfleur. *Les faciès des différents termes de la série stratigraphique sont analogues à ceux qui ont été décrits sur le continent voisin. On retrouve notamment :*

- les calcaires gréseux, les arkoses, les argiles bariolées parfois silicifiées du Trias du Cotentin,
- les marnes à Ostracodes et les calcarénites oolithiques ou bioclastiques de l'Hettangien inférieur identifiées dans le Bassin de Valognes,
- les calcaires argileux à Gryphées du Sinémurien-Carixien affleurant largement dans les bassins de Sainte-Mère-Eglise, de Carentan et dans le Bessin,
- l'alternance de couches argileuses (à faciès caillasses) et calcaires (à faciès pierres de taille) caractéristique du Bathonien du Calvados,
- les couches marneuses et coralligènes du Callovien et de l'Oxfordien connues dans les régions d'Auge.

La structure géologique est également conforme à celle des régions côtières : *couches en disposition monoclinale* (pendage E à NE) affectées localement d'ondulations à grand rayon de courbure et de failles à faible rejet.

b) En Manche centrale.

Les auréoles jurassiques se retrouvent au N du Cotentin. Les différentes assises s'orientent selon une direction sensiblement E-W avec un pendage N. La partie inférieure de la série (de l'Hettangien au Pliensbachien) est mal représentée par rapport aux vastes surfaces qu'elle couvre à l'E du Cotentin. Il en est de même du Trias qui n'a été identifié qu'au N de l'Ile d'Aurigny. Par contre, le Toarcien et l'Aalénien s'étalent assez largement au N de la Hague. Les faciès reconnus (argiles bitumineuses à débris de Poissons, calcaires à Ammonites, calcarénites à spicules d'Eponges) sont ceux des assises correspondantes du Bessin. Le Bajocien n'a livré que de rares indices en galets (calcaires à Spongiaires).

A partir du Bathonien inférieur, les caractères lithologiques et paléontologiques des affleurements jurassiques de la Manche centrale forment le trait d'union entre ceux des côtes normandes et britanniques. Les faciès marneux à Bositra buchi (Roem) de la base du Bathonien font transition

entre les Calcaires marneux de Port-en-Bessin et le "Fuller's Earth" du Dorset. Les pierres de taille et les caillasses bathoniennes sont beaucoup moins développées qu'en Baie de Seine. La série sédimentaire du Jurassique supérieur, probablement plus épaisse qu'en Normandie, comporte des faciès pélagiques analogues à ceux du SW de l'Angleterre. Dans le Kimméridgien et le Portlandien, on relève également des affinités avec les formations synchrones du Pays de Bray et du Boulonnais.

Le *Crétacé inférieur*, représenté sur les deux rives de la Manche par des dépôts sableux, argileux, souvent azoïques, se prête mal à une identification par dragage ou carottage. Je n'en ai trouvé que quelques indices jalonnant la limite Jurassique supérieur-Crétacé crayeux. Il a été décelé sur les enregistrements sismiques réalisés dans la partie orientale du périmètre étudié et récemment mis en évidence par forage au large du Cap d'Antifer (Guyader et Lapierre, 1971).

Au contraire, le *Crétacé supérieur* affleure largement dans le prolongement des importants gisements de la Manche occidentale. Il repose en discordance sur différents termes de la série jurassique et même sur le socle en bordure nord du Cotentin. Il est surtout représenté par des *faciès crayeux du Sénonien et du Maestrichtien caractérisés par des influences mésogéennes plus franches que dans les dépôts contemporains du Bassin anglo-franco-belge*.

A sa base, la série crayeuse comporte des assises quartzeuses et glauconieuses souvent difficiles à dater en l'absence d'arguments paléontologiques. Le Cénomaniens et le Turonien ont été identifiés localement, mais en Manche centrale, le faciès glauconieux "monte" jusque dans le Campanien, et le Maestrichtien est parfois représenté par des sédiments détritiques (calcaire graveleux à Baculites cf anceps affleurant au large de l'Anse Saint Martin). En Manche occidentale où la série crétacée est comparable à celle de la région comprise entre le Cotentin et l'Ile de Wight, D. Curry, D. Hamilton et A. Smith avancent l'hypothèse d'un horizon condensé cénomanien-coniacien situé sous les couches crayeuses santono-maestrichtiennes. Une telle interprétation doit encore être confirmée.

Au large du Cotentin, la succession stratigraphique s'achève par des formations tertiaires rapportées à l'Eocène inférieur et moyen. Sur la bordure nord du périmètre étudié, un petit bassin allongé W-E renferme

des couches rouges d'origine continentale (Couches de Reading assimilées au Sparnacien du Bassin de Paris) surmontées de dépôts argileux et sableux de l'Yprésien qui évoquent les faciès identifiés dans les Bassins de Londres et du Hampshire. Le Lutétien inférieur n'a livré que des Nummulites roulées : Nummulites laevigatus (Bruguière). Par contre, des calcaires biodétritiques à Algues du *Lutétien supérieur* existent en placages de part et d'autre du Raz Blanchart et à l'ENE de Barfleur. Ces dépôts de mer peu profonde, caractérisés par des faunes à affinités mésogéennes, correspondent à un *épisode transgressif* connu de l'Aquitaine au Sussex.

Les déformations de la couverture posthercynienne sont plus accusées en Manche centrale qu'en Baie de Seine. Il existe principalement deux grandes failles sensiblement orientées E-W au voisinage des parallèles 49° 50'N d'une part, 50° 14' N d'autre part. Dans les deux cas le compartiment méridional est affaissé (1). Vers l'Est, ces accidents se suivent jusqu'au méridien du Havre mais il est encore difficile de préciser leurs relations avec ceux du Bassin de Paris. L'axe du Bray en particulier n'est pas marqué dans la série tertiaire du fond de la Manche orientale. Les failles se prolongent probablement en Manche occidentale en s'infléchissant vers le Sud-Ouest selon les directions structurales majeures de cette région. Au N du Cotentin, les enregistrements sismiques ont permis de distinguer *des mouvements antérieurs au Crétacé supérieur (sans doute anté-cénomaniens) et des mouvements tertiaires*. En ce qui concerne ces derniers, la phase d'activité tectonique la plus marquée se place vraisemblablement au voisinage de la limite Mio-Pliocène d'après les résultats acquis dans les régions périphériques.

2. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MANCHE DEPUIS LE TRIAS.

La plupart des informations recueillies dans le domaine couvert aujourd'hui par la Manche concernent la période comprise entre le Trias et l'Eocène supérieur. L'analyse des résultats montre que l'histoire géologique de la partie occidentale diffère de celle de la partie orientale. Ces deux

(1) Les failles de la partie orientale du Calvados, orientées WNW-ESE (faille de Villers-sur-mer, faille d'Hermival-les-Vaux), affaissent également le compartiment méridional par rapport au compartiment septentrional (Carte géologique au 1/50 000, feuille de Lisieux : C. Pareyn, 1970).

domaines sont approximativement séparés par une ligne joignant Caen à Portland traversant obliquement le périmètre étudié.

La partie orientale de la Manche et la Baie de Seine se rattachent au Bassin anglo-parisien. Les différents termes de la série sédimentaire posthercynienne ont des caractères lithostratigraphiques comparables à ceux que l'on connaît dans les zones côtières adjacentes.

La partie occidentale appartient au bloc hercynien Armorique-Cornouaille britannique. Dès le Trias, une zone de subsidence s'établit entre le Cotentin et le SW de l'Angleterre. Mais l'histoire de la Manche occidentale est principalement marquée par les importantes transgressions du Sénonien-Maestrichtien et du Lutétien supérieur dont les dépôts constituent actuellement la plus grande partie des affleurements sous-marins. A ces époques, on constate un décalage entre l'évolution paléogéographique du domaine hercynien occidental et celle du Bassin anglo-parisien. A l'Ouest, la transgression, plus tardive, s'amplifie à une époque où, à l'Est, les eaux amorcent leur retrait. Ces évolutions différentes semblent correspondre à un vaste mouvement de bascule qui soulève les régions orientales et affaisse, à l'Ouest, le bloc Armorique-Cornouaille britannique. *A partir du Sénonien l'histoire du Col du Cotentin se rattache à celle de la Manche occidentale où, désormais, les transgressions et les régressions sont fortement influencées par l'existence de l'Océan Atlantique.*

Les informations concernant l'histoire de la Manche de l'Eocène supérieur au Pliocène sont fragmentaires. Dans l'état actuel de nos connaissances je retiens l'hypothèse d'une immersion partielle de ce domaine (principalement de la partie occidentale) au Bartonien et à l'Helvétien. La répartition des dépôts stampiens et redoniens suggère par contre une submersion très large à ces époques. La Manche orientale s'est vraisemblablement dessinée au Pliocène en débordant les limites du Bassin de Dieppe, zone de subsidence différentielle à l'intérieur du Bassin anglo-parisien pendant le Tertiaire.

Au cours du Quaternaire, les oscillations climatiques ont alternativement entraîné l'immersion et l'émersion du plancher de la Manche. A chaque cycle, la mer, à son niveau maximum, a sensiblement retrouvé les mêmes contours. Actuellement, le trait de côte est voisin des rivages interglaciaires jalonnés de falaise mortes et de restes de plages anciennes.

3. LE MODELE SEDIMENTAIRE DANS SON CADRE GEOGRAPHIQUE ET HISTORIQUE.

Les dépôts superficiels s'affinent peu à peu de la Manche centrale à la Baie de Seine et s'ordonnent en zones sédimentaires dont la définition est basée sur la granulométrie et sur la teneur en calcaire (fig. 62). La succession des sédiments terrigènes allant des cailloutis aux sablons est interrompue par une bande de sédiments organogènes prenant en écharpe la Baie de Seine entre Saint-Vaast-la-Hougue et les Rochers du Calvados. Des dépôts vaseux apparaissent çà-et-là dans la zone pré-littorale, dans les anses, les baies et les estuaires. On trouve en outre des bancs sableux au large du Cap de la Hague, de la Pointe de Barfleur et du Cap de la Hève. Adapté à son cadre géographique actuel, le modèle sédimentaire présente néanmoins de nombreux caractères hérités de son histoire quaternaire, voire tertiaire.

A - LE MODELE SEDIMENTAIRE DANS SON CADRE ACTUEL.

a) Le rôle des courants de marée.

La distribution granulométrique des sédiments est étroitement liée à la répartition des vitesses maxima de courants de marée qui diminuent de la Manche centrale vers les extrémités de la Baie de Seine. Ainsi, les cailloutis qui occupent les fonds au N du Cotentin passent à des sédiments graveleux au large de Barfleur, puis à des dépôts de sables et de sablons en Baie de Seine. Les suspensions ne se décantent que dans les régions côtières peu agitées.

Des variations brusques de la vitesse des courants engendrent des lacunes de dépôt et le passage sans transition des sédiments grossiers aux sédiments fins. Par exemple, au N du Cotentin, à la faveur des irrégularités de la ligne de rivage, les cailloutis, parfois graveleux, passent directement aux sablons et aux sédiments vaseux.

Localement, le régime des courants est tel qu'il détermine un *piège hydraulique* assurant la formation de *bancs sableux* qui se présentent comme des corps étrangers au schéma de répartition général des sédiments. Au large de Barfleur et de la Hague, le piège hydraulique résulte du tracé presque à angle droit de la côte qui entraîne, près du rivage, la prédominance du flot ou du jusant. Dans la région de Barfleur par exemple, le flot est dominant au N du Cotentin et le jusant à l'Est. Ces particularités courantologiques s'estompent progressivement vers le large, les sables s'accumulent dans

les zones où la résultante des courants s'annule.

b) Le rôle des houles.

Au fur et à mesure que la tranche d'eau s'amincit, l'action des houles sur le fond s'accroît tandis que les courants de marée s'affaiblissent. Elles acquièrent un rôle prépondérant sur la sédimentation au-dessus d'une limite appelée : *limite inférieure d'action dominante des houles*. Cette limite, située au voisinage de - 7 m (par rapport au 0 des cartes marines) aux extrémités de la Baie de Seine, se rapproche de la ligne des plus basses mers dans les secteurs plus exposés aux ondes de flot et de jusant (région de Courseulles-Arromanches par exemple, dans la partie axiale de la Baie de Seine).

De la côte vers le large, la limite inférieure d'action dominante des houles, sensiblement parallèle au rivage, correspond au *niveau d'énergie minimum*. En Baie de Seine, ce niveau est généralement marqué par des dépôts dont le grain moyen est inférieur à 0,2 mm. Il en résulte que les échanges entre zones sédimentaires situées de part et d'autre de la limite inférieure d'action dominante des houles consistent principalement en particules transportées en suspension et en sables. En bordure de côte, les grains de taille supérieure subissent des mouvements variés dont la résultante est sensiblement parallèle à la ligne de rivage. La présence de barres rocheuses transversales contrarie cette dérive littorale et empêche toute homogénéisation du matériel à grande échelle. Ainsi, au N du Cotentin, la frange côtière se trouve fragmentée en *cellules sédimentaires* ayant parfois des caractères minéralogiques ou pétrographiques propres en fonction de l'environnement géologique, par exemple :

- cellule sédimentaire de l'Anse du Brick, à l'E de Cherbourg, caractérisée par des sables quartzeux fins à andalousite,
- cellule sédimentaire de l'Anse Saint-Martin, dans la Hague, caractérisée par des cordons de galets riches en silex.

Sur le littoral assez régulier de la Baie de Seine, les sédiments cheminent généralement sur de plus longues distances. A l'Ouest, la dynamique des plages est dominée par un transit des matériaux vers la Baie des Veys dont certains secteurs se colmatent. Au N du Bessin, l'anse sableuse de Vierville-Colleville est nettement individualisée entre les platiers

rocheux de la Percée et de Port-en-Bessin (sables fins relativement pauvres en calcaire notamment). Le littoral de Courseulles-Arromanches est vigoureusement attaqué par la mer. Plus à l'Est, sous l'influence dominante des houles de secteur NW, les sédiments progressent peu à peu vers l'Estuaire de la Seine qui est également alimenté par les courants de flot venus de l'Ouest.

c) Le cadre morphologique et la sédimentation.

Le régime des houles et surtout des courants de marée est fortement influencé par la morphologie sous-marine et littorale, elle-même dépendante de la nature et de la structure géologique du substratum. *La géométrie côtière exerce un rôle déterminant sur la répartition des courants de marée.* Par conséquent, elle est responsable de la distribution granulométrique des sédiments et de la position des pièges hydrauliques où s'édifient des bancs sableux. Le modèle sédimentaire ne peut donc pas être dissocié de son cadre, l'ensemble représente un état d'équilibre. Il faut en déduire que des modifications importantes dans le tracé de la ligne de rivage se répercuteraient sur la distribution des dépôts meubles tandis que des variations dans la morphologie sous-marine pourraient trouver leur écho sur la côte. Ainsi, il est probable qu'une légère migration du Banc de Seine vers le Sud accentuerait les phénomènes d'érosion sur la côte du Calvados, entre Villerville et Saint-Aubin-sur-Mer, c'est-à-dire sur la partie du littoral correspondant à la rive concave du large couloir sous-marin qui prolonge la Seine et qui canalise les courants de marée. Or, des modifications du régime hydrodynamique de l'estuaire peuvent être à l'origine d'une telle migration. *En conséquence, avant d'entreprendre des travaux d'aménagement dans le domaine maritime ou de délivrer des permis pour l'extraction de matériaux en mer, il est indispensable de réaliser une étude sédimentologique approfondie du site et de son environnement, avec si possible des essais sur modèle réduit.*

En dernière analyse, *la répartition actuelle des sédiments est en rapport avec les caractères géologiques du substratum.* Par exemple, les fonds caillouteux de la Manche centrale passent à des dépôts sableux et même vaseux dans les anses du Nord-Cotentin déblayées dans des terrains relativement tendres par rapport à ceux qui constituent les caps adjacents.

d) Les apports actuels.

Aujourd'hui, le modèle sédimentaire se trouve dans une région

au climat tempéré de type maritime. Les précipitations, réparties sur toute l'année, sont comprises entre 700 et 1 000 mm. Les températures moyennes oscillent entre 2 et 3° C (moyenne de Janvier) et 18 à 19° C (moyenne de Juillet). Dans ces conditions, les apports fluviatiles sont faibles d'autant plus que les rivières tributaires de la Manche coulent dans des régions basses. Ces apports consistent principalement en substances transportées en suspension.

La frange côtière s'enrichit localement en sables, graviers et cailloux par érosion de la ligne de rivage sous l'action des vagues de tempête. L'érosion mécanique sous-marine est insignifiante.

A présent, la masse sédimentaire est surtout alimentée en matériel bioclastique (coquilles entières ou brisées de Lamellibranches auxquelles s'ajoutent, selon les régions, des pièces de Balanes, des débris de Bryozoaires et d'Echinides, des tubes d'Annélides, des branches de Lithothamnies, des Foraminifères). Les principales zones productrices se trouvent sur la bordure nord du Cotentin et dans les parties centrale et orientale de la Baie de Seine. Les fonds caillouteux qui ne supportent qu'une épifaune clairsemée, parfois inexistante en raison de la vigueur des courants ne constituent pas une importante zone productrice de débris biogènes comme ceux de la Manche occidentale.

Les débris organogènes sont triés au fur et à mesure qu'ils entrent dans la couverture sédimentaire de telle sorte que zones de production et d'accumulation ne se confondent pas obligatoirement. Actuellement, le matériel bioclastique se concentre principalement en Baie de Seine, sur les bancs de Barfleur et de la Hague et sur la bordure orientale du périmètre étudié pour les coquilles entières ou peu fragmentées. Dans les zones où les courants sont faibles à modérés, une fraction importante de la production organogène reste sur place amenant la formation de sédiments zoogènes sableux hétérométriques (partie orientale de la Baie de Seine par exemple).

B - LE MODELE SEDIMENTAIRE DANS SON CADRE HISTORIQUE.

Le modèle sédimentaire est fortement marqué par son histoire, surtout par son histoire quaternaire. Nombreux sont ses caractères hérités de cette époque.

a) Origine et mise en place du matériel lithoclastique.

Pour l'essentiel, le matériel lithoclastique est d'origine

ancienne. Les processus d'altération superficielle s'exerçant alternativement au Quaternaire sous climat périglaciaire et sous climat tempéré ont conduit à la formation d'un stock sédimentaire caractérisé par la *distribution granulométrique bimodale des constituants de la fraction terrigène au-dessus de 0,065 mm*. Les éléments les plus fréquents ont des dimensions comprises entre 60 et 10 mm d'une part (fragments de roches en général), 0,7 et 0,15 mm d'autre part (minéraux). Les premiers résultent en partie de la fragmentation des roches sous l'action du gel, les seconds, presque en totalité de nature quartzeuse, proviennent de la désagrégation granulaire des roches. Les gros minéraux et les petits fragments de roches sont relativement peu nombreux de telle sorte que la tranche granulométrique comprise entre 1 mm et 3 mm est la plus faiblement représentée (en granulométrie pondérale). Ce résultat vient à l'appui de l'hypothèse de F. Petitjohn (1957) selon laquelle il existe dans la nature un déficit primaire de matériaux compris entre 1 mm et 4 mm.

a1) *Les rudites* (éléments supérieurs à 2 mm).

La mise en place des éléments grossiers s'est principalement faite pendant les phases régressives du Quaternaire par fragmentation superficielle des roches, solifluxion de masses caillouteuses, transports fluviaux. Au début des périodes froides et probablement pendant le Würm moyen, lorsque la mer était à un niveau relativement élevé, des transports par radeaux de glace ont en outre enrichi la couverture de dépôts meubles en éléments de taille, de nature et d'origine variées.

La mer flandrienne a partiellement remanié ce matériel grossier, mais dans l'ensemble, le bilan de son action sur les cailloutis est faible. En Manche centrale, les galets de silex sont moins émoussés que ceux des cordons littoraux actuels de la région. En bordure du Cotentin, les dépôts grossiers renferment de nombreux fragments de roches tendres (phyllades briovériens, granites à gros grain de Barfleur, argilites du Trias, faciès calcaires variés du Jurassique ou du Crétacé). Ces éléments, généralement anguleux, ne se trouvent qu'à proximité de leurs gisements, ce sont de bons marqueurs géologiques qui caractérisent des districts pétrographiques au sein d'une vaste province à silex qui déborde largement les régions à substratum crayeux. La présence de galets peu résistants à l'érosion, leur état de fraîcheur, sont incompatibles avec un brassage par les vagues aux différentes étapes de la

transgression flandrienne. L'hypothèse généralement avancée d'une montée rapide des eaux ne peut pas être retenue. Il n'y a pas de commune mesure en effet entre la vitesse de l'élévation du niveau marin au Postglaciaire (25 mm par an au maximum) et le temps nécessaire au façonnement des galets dans la zone d'usure maximum située au voisinage du niveau moyen des hautes mers (quelques mois d'après les observations de L. Berthois, 1949). Je propose l'hypothèse d'une protection du matériel grossier par une couverture sableuse dans la partie haute des plages qui se sont succédées au cours du Flandrien en fonction de l'élévation du niveau marin.

a2) Les arénites (particules comprises entre 2 mm et 0,065 mm).

Les arénites proviennent en majeure partie d'apports antéflandriens (fluviatiles et éoliens notamment), parfois anciens. Ainsi, l'augite présente dans certains dépôts résiduels de la Baie de Seine fut vraisemblablement introduite dans le bassin au Miocène inférieur, alors que la Loire appartenait au bassin séquanien. L'usure très prononcée des grains de quartz, notamment aux petites tailles, témoigne également de la longue histoire du stock sableux marquée par de fortes actions éoliennes (plus de la moitié des grains portent encore les marques de cette usure).

Au cours de la période flandrienne, les sables ont été polis, redistribués, et aujourd'hui, dans le périmètre étudié, il est possible de délimiter trois provinces minéralogiques :

- Baie de Seine (hornblende, grenats, épidote, minéraux ubiquistes et minéraux de métamorphisme),
- Manche centrale (grenats, minéraux ubiquistes, épidote, minéraux de métamorphisme),
- Région intermédiaire au NE de Barfleur (grenats, minéraux ubiquistes, augite, épidote, minéraux de métamorphisme).

A l'intérieur de ces provinces, le démantèlement de formations meubles a localement libéré du *matériel frais* et, même près du rivage où ce phénomène est le plus fréquent, la mer n'est pas parvenue à homogénéiser les sables sur de vastes surfaces. Ainsi s'est-il constitué des *districts minéralogiques* caractérisés par un spectre minéralogique propre en rapport direct avec l'environnement géologique, par exemple :

- district minéralogique du littoral de la Hague à sables fins à hornblende (résultat du remaniement de produits d'altération de roches endogènes et métamorphiques),

- district minéralogique de l'angle sud-est de la Baie de Seine à sables fins glauconieux (résultat de l'érosion des assises glauconieuses du Cénomanién).

De même, le brassage par les vagues n'a pas été suffisant pour façonner les grains de quartz récemment introduits dans les sédiments de telle sorte que *les pourcentages les plus élevés en grains non-usés se rencontrent à présent dans les sables de plages alimentés en matériel frais au cours des derniers millénaires*, plages du Cotentin notamment. Ce résultat montre que les analyses morphoscopiques doivent être interprétées avec prudence lorsqu'elles sont appliquées aux formations sédimentaires anciennes.

De tous les résultats obtenus concernant les arénites, il ressort que *l'hétérogénéité du stock sableux s'est fortement accrue au cours de la période marine flandrienne. On peut en déduire que la mise en place d'une formation sableuse présentant horizontalement des caractéristiques constantes sur de grandes étendues a nécessité l'intervention d'agents de transport autres que la mer. C'est me semble-t-il aux actions éoliennes qu'il faut alors attribuer le rôle prépondérant comme ce fut le cas dans nos régions pendant les périodes glaciaires.*

a3) Les lutites (particules inférieures à 0,065 mm).

Des apports successifs et variés au cours du Quaternaire (voire du Tertiaire), l'homogénéisation des suspensions en milieu marin, notamment au Flandrien, ont conduit à la formation de stocks pélitiques dont les caractères sont constants sur de vastes surfaces. Dans le périmètre étudié, la teneur en calcaire de cette fraction fine est partout de l'ordre de 30 % et les cortèges argileux permettent de distinguer seulement deux provinces minéralogiques :

- une province à kaolinite, illite et montmorillonite (en proportions sensiblement égales) occupant la Baie de Seine,
- une province à kaolinite, illite, interstratifié illite-montmorillonite s'étendant au N du Cotentin.

Cette dernière est intermédiaire entre la Baie de Seine et le Golfe normand-breton où la kaolinite dominante est associée à l'illite, à la chlorite et à des interstratifiés illite-chorite, illite-vermiculite (Giresse, 1967).

L'homogénéisation du matériel pélitique se poursuit aujourd'hui à l'échelle des provinces minéralogiques grâce aux remaniements répétés des dépôts vaseux et au brassage des suspensions. Dans ces conditions, le cortège argileux des sédiments fins diffère généralement de celui des formations anciennes environnantes dont l'érosion est en cours. Par exemple, les marnes des falaises de Villers-sur-Mer sont caractérisées par l'association illite-kaolinite tandis que les dépôts vaseux voisins renferment une forte proportion de montmorillonite (province Baie de Seine).

b) Origine et mise en place du matériel bioclastique.

Pris dans son ensemble, le matériel bioclastique présente aujourd'hui une *distribution granulométrique unimodale avec fréquence maximum vers 0,5 mm*. Dans la partie superficielle des dépôts il est plus abondant que le matériel lithoclastique entre 0,55 et 2,5 mm de telle sorte que les sables grossiers et les sables granuleux sont généralement à dominante organogène.

Les débris biogènes se sont *accumulés peu à peu au cours du Flandrien* en contaminant plus ou moins les dépôts terrigènes plus anciens. Au début du Flandrien, les biotopes ont subi une évolution consécutive à la modification graduelle du niveau marin. Par conséquent, au même endroit ont vécu des organismes adaptés à des profondeurs différentes. Leur association n'implique pas qu'il y ait eu transport. Ainsi, dans la partie occidentale de la Baie de Seine, à une vingtaine de mètres de profondeur, les sables coquilliers contiennent localement des valves de Cerastoderma (Cardium) edule espèce caractéristique de la zone intertidale. Par contre, on peut admettre la stabilité des biocoenoses depuis sept millénaires environ compte-tenu des faibles variations du climat et du niveau marin au cours de la période considérée. Cette stabilité permet de rendre compte des relations souvent étroites entre biocoenoses actuelles et thanatocoenoses.

Au total, les thanatocoenoses renferment généralement des fragments autochtones mêlés à des éléments allochtones, ou seulement ces derniers (Banc de Barfleur et de la Hague par exemple). Les débris associés proviennent parfois de biocoenoses différentes à cause des variations de ces dernières dans l'espace (mélanges de débris sous l'action des courants) et dans le temps (associations d'organismes entiers ou fragmentés adaptés à différentes profondeurs).

En résumé, le modèle sédimentaire étudié résulte en grande partie du remaniement par la mer de dépôts terrigènes antéflandriens. Sa mise en place définitive s'est principalement faite au début du Postglaciaire en fonction des progrès rapides de la transgression. Depuis 7 000 B.P., il évolue surtout par enrichissement en matériel bioclastique. Aujourd'hui, parfaitement adapté à son cadre morphologique, il est en équilibre avec les conditions hydrodynamiques ambiantes. Aussi ne subit-il que des retouches dans sa composition et ses contours. Finalement, l'état présent et à priori éphémère du modèle s'intègre dans un état flandrien en cours de lente évolution. Cette conclusion donne une dimension temporelle aux résultats obtenus, dimension indispensable à toute application en Géologie sédimentaire.

Comment peut-on concevoir l'évolution future du modèle ?

Il continuera à s'enrichir en matériel bioclastique et, si le niveau des eaux s'abaisse, il émergera. Au contraire, si le niveau marin s'élève, il élargira ses limites avec translation vers l'amont de la plupart des zones sédimentaires. Mais, dans la mesure où l'époque flandrienne appartient à un cycle climatique analogue à ceux qui se sont succédés au cours du Quaternaire, sa fossilisation est peu probable. Que reste-t-il en effet des cycles antérieurs, tout spécialement des cycles normanniens les derniers ?

Ces cycles sont surtout représentés par des dépôts de hautes plages conservés çà-et-là un peu en amont du rivage actuel et préférentiellement concentrés entre + 15 m et + 20 m d'une part (Haut-Normannien ou Normannien I), 0 et + 5 m d'autre part (Bas-Normannien ou Normannien II), par rapport au niveau présent des hautes mers. Ces restes correspondent à la partie supérieure, non remaniée par la mer, de modèles sédimentaires successifs étant donné que dans nos régions on relève un abaissement relatif du niveau marin au cours du Pléistocène. Les cycles normanniens n'ont laissé que de rares vestiges dans le domaine marin actuel, principalement :

- des coquilles incluses dans les morceaux de poudingues à ciment calcaire dispersés dans les cailloutis,
- des sables et des grès à Modiola modiolus situés au voisinage du niveau moyen de la mer sur la côte du Calvados et attribués à un cycle intra-würmien (Normannien III).

Toutes les informations recueillies jusqu'à présent, notamment en forages sous-marins aux abords du Havre et de Cherbourg, montrent que les dépôts würmiens à flandriens reposent directement sur le bed-rock. *Le dernier cycle sédimentaire a donc presque complètement effacé les précédents. Le modèle étudié, daté du Flandrien par son contenu bioclastique représente un horizon condensé du Quaternaire. Il sera en majeure partie démantelé si les conditions climato-sédimentologiques se renouvellent identiques à ce qu'elles furent au cours du Pléistocène.*

Deux conditions au moins paraissent nécessaires à sa conservation :

- stabilisation du niveau marin mettant fin aux oscillations répétées, de forte amplitude, du Quaternaire,
- subsidence du bassin.

L'héritage flandrien et antéflandrien du modèle sédimentaire est si important que l'étude des dépôts meubles nous ramène à celle du Quaternaire complétant ainsi nos connaissances sur l'histoire géologique du domaine occupé aujourd'hui par la Manche. Cependant, le modèle considéré est adapté à son environnement actuel, notamment à son cadre hydrodynamique. *Pour appliquer aux séries anciennes les résultats obtenus dans la nature actuelle, il est indispensable de faire la part exacte des caractères hérités et des caractères déterminés par les conditions de sédimentation ambiantes. Cela est d'autant plus nécessaire que l'ère quaternaire, caractérisée par des variations climatiques accusées et rapides, est une période géologique particulière.*

- - - - -

BIBLIOGRAPHIE

- ABRARD R. (1925) - *Le Lutétien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique.* Soc. franç. d'Imp., Angers, 388 p.
- ABRARD R. (1929 a) - *Sur la pénétration des faunes méditerranéennes dans le Bassin de Paris au Cénomanién.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 55 - 56.
- ABRARD R. (1929 b) - *Sur l'impossibilité de la pénétration des Orbitolines dans le Bassin de Paris par le détroit du Poitou au Cénomanién.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 79 - 80.
- ABRARD R. (1950 a) - *Géologie régionale du Bassin de Paris.* Payot édit., Paris, 397 p.
- ABRARD R. (1950 b) - *Histoire géologique du Bassin de Paris.* Mém. du Mus. d'Hist. Nat., N. S., t. 1, fasc. 1, p. 1 - 103.
- AGACHE F., BOURDIER F. et PETIT R. (1963) - *Le Quaternaire de la Basse-Somme: tentative de synthèse.* Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 422 - 442.
- ALIMEN H. (1936) - *Etude sur le Stampien du Bassin de Paris.* Mém. Soc. Géol. Fr., (N. S.), XIV, n° 31.
- ALIMEN H. (1944) - *Roches gréseuses à ciment calcaire du Stampien. Etude pétrographique.* Bull. Soc. Géol. Fr., (5), XIV, p. 307 - 329, 4 fig., 2 pl.
- ALIX Y., LE GRAND A. et ROMANOVSKY V. (1969) - *La benne à caméra.* Trav. Centr. Rech. Et. Océanogr., vol. VIII, (3), p. 31 - 38.
- ALLEN P. (1967) - *Origin of the Hastings facies in North - Western Europe.* Proc. Geol. Ass., vol. 78, p. 27 - 105.
- ANDREIEFF P., BOILLOT G., BUGÉ E. et GENESSEAUX M. (1969) - *La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif Armoricaín.* C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 158 - 160.

- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P. et HORN R. (1971) - *Géologie des approches de la Manche. Colloque sur la Manche, Paris 1971, sous presse.*
- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P., HORN R. et MONCIARDINI C. (1970) - *Géologie des approches occidentales de la Manche. C.R. Ac. Sc., t. 270, p. 2 756 - 2 759.*
- ANDREIEFF P. et LEFORT J.P. (1971) - *Contribution à l'étude géologique de la Manche occidentale. Colloque sur la Manche, Paris 1971, sous presse.*
- APOSTOLESKU V., DURAND S., ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J. et LE CALVEZ Y. (1963) - *Découverte d'Oligocène marin fossilifère à 8km au S de la Baie de Saint-Brieuc. C. R. Ac. Sc., t. 256, p. 4 690 - 4 692.*
- ARAMBOURG C. (1952) - *Eustatisme et isostasie. C.R. Ac. Sc., t. 234, p. 226 - 227.*
- ARBÉY F. (1961) - *Etudes littorales sur la côtes des Maures. Les sinuosités de plages. Cah. Océanogr., XIII, n° 6, p. 380 - 396, n° 8, p. 569 - 576, n° 10, p. 728 - 733.*
- ARKELL W. J. (1930) - *A comparison between the jurassic rocks of the Calvados coast and those of southern England. Proc. of the Geol. Ass., p. 396 - 411.*
- ARKELL W. J. (1956) - *Jurassic geology of the world. Oliver and Boyd, Edinburg and London, XV + 804 p., 46 pl., 27 tab., 102 fig.*
- AUBOUIN J. (1960) - *Les aventures de la notion de faciès. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. III, p. 61 - 64.*
- AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1968) - *Précis de Géologie, 3 vol., 712 p. + 480 p. + 550 p., Dunod, Paris.*
- AUFFRET J. P. (1968) - *Les sédiments du plateau continental à l'Est de Terre-Neuve et du Labrador méridional. Thèse de 3° cycle, Caen, ronéot., 147 p., 33 fig.*
- AUZEL M. (1951) - *Etude de la plage de Deauville. Cah. Océanogr., III, p. 175 - 179.*
- AUZEL M. (1959) - *Matériaux pour l'étude des plages de Normandie (Thèse), Rev. de Géog. Phys. et de Géol. Dyn., (1), vol. II, fasc. suppl., 96 p.*
- AUZEL M. et BOURCART J. (1950) - *Sur l'érosion de la plage de Deauville pendant le printemps de 1950. Cah. Océanogr., II, p. 379 - 386.*
- BAAK J. (1936) - *Regional petrology of the southern north sea. Wageningen, 127 p., Veenman et Zonen édit.*
- BAGNOLD R.A. (1941) - *The physics of blown sands and desert dunes. New York, 265 p.*
- BAJARD J. (1966) - *Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. VIII, fasc. 1, p. 39 - 112.*

- BAJARD J. et GAUTIER M. (1969) - Dynamique des plages du Nord-Cotentin. *Cah. Océanogr.*, XXI, p. 635 - 651.
- BARTHE A., BOILLOT G. et DELOFFRE R. (1967) - Anticlinaux affectant le Crétacé à l'entrée de la Manche occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 264, p. 2 725 - 2 728.
- BASSOMPIERRE P. (1942) - La tourbe dans le Calvados et principalement au Nord de Caen. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (9), 2, p. 145 - 149 (Mém. complet, inédit, dact., déposé au Bur. Rech. Géol. et Min.).
- BASSOMPIERRE P., BREBION P., BUGÉ E., LAURIAT A., LE CALVEZ Y. et MARTIN P. (1970) - Découverte d'un gisement fossilifère d'âge redonien dans la région de Fécamp (Seine-Maritime). *C. R. Ac. Sc.*, t. 271, p. 159 - 160.
- BASSOMPIERRE P., GRAINDOR M. J. et MARTIN P. (1968) - Observations tectoniques dans la région d'Arromanches. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 9, p. 15 - 20.
- BATTISTINI R. et MARTIN S. (1955) - Sur l'existence de deux périodes périglaciaires en Bretagne et dans les Iles Anglo-normandes. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 12 - 13.
- BEIGBEDER Y. (1964) - Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique de la partie orientale de la Baie de Saint-Brieuc. (Thèse de 3^o cycle), Mém. n° 14, Lab. de Géomorph. de l'Ec. Prat. Haut. Et., p. 1 - 342.
- BEIGBEDER Y. et VERGER F. (1967) - Essai de cartographie de la Géomorphologie dynamique de la Pointe d'Arçay en Vendée. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), 9, p. 409 - 414.
- BENARD F. (1966) - Analyse des facteurs écologiques dans l'estuaire de la Seilles (Basse-Normandie). La communauté à Fucus Ceratoïdes L. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 7, p. 182 - 190.
- BENNISON M. et WRIGHT A.E. (1969) - The geological history of the British Isles. Arnold édit., London, 406 p.
- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 51, p. 834 - 893.
- BERTHOIS L. (1949 a) - Remarques sur la statistique granulométrique dans l'étude des sables. *Trav. Cent. Rech. Et. Océanogr.*, vol. III, p. 1 - 26.
- BERTHOIS L. (1949 b) - Contribution à l'étude de l'érosion marine et de la formation des galets. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. VII, p. 5 - 55.
- BERTHOIS L. (1950) - Contribution à l'étude lithologique des galets du fond de la Manche. *Trav. Cent. Rech. Et. Océanogr.*, vol. III, p. 1 - 8.
- BERTHOIS L. (1955) - Etude lithologique des sédiments récoltés par le "Président Théodore Tissier" en Rade de Brest et en Manche. *Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar.* t. XIX, (4), p. 467 - 499.
- BERTHOIS L. (1957) - Recherches sur les sédiments de la Mer du Nord et de la Mer d'Irlande. *Rev. Trav. Inst. Pêch. Marit.*, t. 21, p. 485 - 554.

- BERTHOIS L. (1958) - *Technique de l'analyse granulométrique*. Paris, C.D.U., 64 p.
- BERTHOIS L. (1959) - *Remarques sur les rides sous-marines*. Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar., t. XXIII, (2), p. 225 - 239.
- BERTHOIS L. (1962) - *Etude du comportement hydraulique du mica*. Sedimentology, t. 1, p. 40 - 49.
- BERTHOIS L. (1965) - *Recherches sur le comportement hydraulique des débris organogènes*. Sedimentology, t. 5, p. 327 - 342.
- BERTHOIS L. et C. (1955) - *Relation entre la granulométrie et le poids des grains de quartz entre 0,063 et 23 mm*. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), V, p. 291 - 294.
- BERTHOIS L., BRENOT R., AUFFRET G. et Du BUIT M. H. (1969 a) - *Note sur la dynamique des ensembles sableux de la Manche orientale*. C.R. Ac. Sc., t. 266, p. 1 934 - 1 936.
- BERTHOIS L., BRENOT R., AUFFRET G. et Du BUIT M.H. (1969 b) - *La sédimentation dans la région de la Bassurelle (Manche orientale)*. Trav. Cent. Rech. Et. Océanogr., vol. VIII, (3), p. 13 - 29.
- BERTHOIS L. et FURNESTIN J. (1937) - *Etude des sédiments dragués par le "Président Théodore Tissier"*. C.R. Ac. Sc., t. 204, p. 1 876 - 1 878.
- BERTHOIS L. et FURNESTIN J. (1938) - *Etude des sédiments dragués par le "Président Théodore Tissier"*. Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar., t. II, p. 381 - 424.
- BERTHOIS L. et GUILCHER A. (1959) - *Les bancs de Saint-Marc et du Moulin Blanc (Rade de Brest) et remarques sur la sédimentation du Maërl (Lithothamnium calcareum)*. Cah. Océanogr., IX, p. 13 - 23.
- BERTHOIS L. et PORTIER J. (1957) - *Recherches expérimentales sur le façonnement des grains de sables quartzeux*. C.R. Ac. Sc., t. 245, p. 1 152 - 1 154.
- BERTRAND M. (1892) - *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris*. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XX, p. 118 - 165.
- BIBERSON P. (1966) - *Réflexions sur de nouvelles datations du Quaternaire marocain*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 161 - 162.
- BIGNOT G. (1962) - *Etude sédimentologique et micropaléontologique de l'Eocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime)*. Thèse 3^e cycle, Paris, ronéot., 130 p., 18 pl., 5 tab., 2 cartes.
- BIGNOT G. (1963) - *Foraminifères plactoniques et Foraminifères remaniés dans la formation de Varengueville*. Bull. Soc. Géol. Norm., t. LIII, p. 1 - 12.
- BIGNOT G. (1965) - *Le gisement éocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime)*. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VII, p. 273 - 283.
- BIGNOT G. (1968) - *Nouvelle découverte de Fabiana cassis (Oppenheim) dans le Lutétien du Bassin de Paris*. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., colloque sur l'Eocène, n° 58, p. 79 - 84, 1 pl.
- BIGNOT G. et BOULANGER D. (1968) - *A propos du Biarritzien*. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., n° 58, colloque sur l'Eocène, p. 561 - 564.

- BIGNOT G. et HOMMERIL P. (1964) - Contribution à l'étude du Lutétien entre les Iles Anglo-Normandes et le Cotentin. *Rev. Soc. Sav. Hte Norm.*, fasc. Sc., n° 36, p. 17 - 28.
- BIGNOT G., HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1968) - Le Lutétien au large du Cotentin. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, n° 58, Colloque sur l'Eocène, p. 405 - 416, 1 pl.
- BIGNOT G. et LARSONNEUR C. (1969) - Etude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les *Planorbulina* du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Rev. de Micropal.*, vol. 12, 1, p. 25 - 39.
- BIGNOT G. et LEZAUD L. (1964) - Contribution à l'étude des *Pithonella* de la craie parisienne. *Rev. Micropal.*, t. 7, n° 2, p. 138 - 152, 3 pl.
- BIGOT A. (1888) - Observations géologiques sur les Iles Anglo-normandes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), XVI, p. 416 - 419.
- BIGOT A. (1890) - L'Archéen et le Cambrien dans le N du Massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. Thèse, Paris. Le Maout édit., Cherbourg, 179. p., 40 fig.
- BIGOT A. (1897) - Sur les dépôts pléistocènes et actuels du littoral de Basse-Normandie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 125, p. 380 - 383.
- BIGOT A. (1901) - Notice explicative de la feuille "Les Pieux". *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (5), 4, p. 147 - 162.
- BIGOT A. (1904) - Le Massif Armoricaïn de Basse-Normandie et de sa bordure. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), IV, p. 909 - 953.
- BIGOT A. (1911) - Note pour servir à l'histoire physique de la vallée de l'Orne. Tracés anciens et actuels de l'Orne. *C.R. Congr. Soc. Sav.*, Caen, p. 5 - 11.
- BIGOT A. (1927) - Failles et plis dans les terrains secondaires du Calvados. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (7), 10, p. 33 - 43.
- BIGOT A. (1930) - Les terrasses pléistocènes du littoral du Cotentin. Livre Jubilaire du Centenaire de la Société géologique de France, vol. 1, p. 133 - 149.
- BIGOT A. (1934) - Plages suspendues et terrasses littorales des Iles Anglo-normandes. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (8), 7, p. 4 - 12.
- BIGOT A. (1935) - Géologie de la région de Carentan. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (8), 8, p. 81 - 91.
- BIGOT A. (1936a) - Plages suspendues et terrasses littorales des Iles Anglo-normandes. *Bull. Soc. Géol. et Min. de Bret.*, fasc. sp., 15 p., 3 pl.
- BIGOT A. (1936 b) - Bibliographie analytique des travaux sur les plages suspendues et les dépôts de solifluxion dans le Massif Armoricaïn et dans les Iles Anglo-normandes. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, (1), vol. IX, fasc. 2, p. 195 - 208.
- BIGOT A. (1939 a) - Géologie du Val-de-Saire et de la région de Valognes. *Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. de Cherbourg*, t. XVIII, p. 1 - 34.
- BIGOT A. (1939 b) - Notice géologique sur Villers-sur-Mer et ses environs. *Synd. d'Init. de Villers-sur-Mer édit.*, 16 p.

- BIGOT A. (1942) - *La Basse Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Le Tendre, Caen*, 125 p., 45 pl., 26 fig., 3 cartes.
- BIGOT A. (1948) - *Description géologique du Col du Cotentin. Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. de Cherbourg*, t. XLIV, 43 p.
- BIGOT A. et HENRY J. (1950) - *Géologie de la région de Ver-sur-Mer (Calvados). Bull. Soc. Linn. Norm.*, (9), 6, p. 64 - 67.
- BILLY C. (1964) - *Etude minéralogique des sables côtiers de la Manche entre l'Estuaire de la Dives et l'Estuaire de la Somme. Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. VI, fasc. 2, p. 123 - 154.
- BILLY G. (1954) - *Etude des courbes normales de dispersion. Eléments de statistiques à l'usage des naturalistes. C.D.U., Paris*, 211 p.
- BIRETTE C. (1932) - *Le Val-de-Saire. Soc. d'Imp. de Basse-Norm., Caen*, 85 p.
- BLANC J. J. (1958) - *Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Ann. Inst. océanogr.*, t. XXXV, p. 1 - 140.
- BLANC-VERNET L., CHAMLEY H. et FROGET C. (1969) - *Analyse paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée nord-occidentale. Comparaison entre les résultats de trois études : Foraminifères, Ptéropodes, fraction sédimentaire issue du continent. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 6, p. 215 - 235.
- BLONDEAU A. (1965) - *Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. Thèse, Paris, ro-néot.*, 467 p.
- BLONDEAU A. (1966) - *Les Nummulites de l'Eocène de Belgique. Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, p. 908 - 919.
- BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. et NEUMANN M. (1968) - *Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Eocène dans les Alpes Maritimes (franco-italiennes) et les Basses-Alpes. Mém. Bull. Rech. Géol. et Min.*, n° 58, colloque sur l'Eocène, p. 13 - 26, 2 pl., 3 tab.
- BLONDEAU A., CAVELIER C., FEUGUEUR L. et POMEROL C. (1965) - *Stratigraphie du Paléogène du Bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VII, p. 200 - 221.
- BLONDEAU A., CAVELIER C., MEGNIEN C. et POMEROL C. (1968) - *Interprétation générale et conclusions relatives aux sondages exécutés dans le Bassin de Paris à Chaignes (Eure), Montjavoult (Oise), Cires-les-Mello - Le Tillet (Oise), Ludes (Marne). Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, N° 59, Colloque sur l'Eocène, p. 175 - 187, 4 tab.
- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL C. (1964) - *Influence de la tectonique du Pays de Bray sur les formations paléogènes au voisinage de sa terminaison orientale. Bull. Soc. Géol. de Fr.*, (7), IV, p. 357 - 367.
- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL C. (1965) - *Néotectonique du Pays de Bray (Bassin Parisien). Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, (2); vol. VII, fasc. 3, p. 197 - 204.
- BLOOM A. L. (1967) - *Pleistocene shorelines : a new test of isostasy. Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 78, p. 1 477 - 1 494, 1 pl.
- BOILLLOT G. (1960 a) - *La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). Cah. Biol. Mar.*, t. 1, p. 3 - 23.

- BOILLOT G. (1960 b) - Sur le Permo-Trias en place sous l'Eocène au large de Roscoff (Finistère) et sur la signification des fosses de la Manche occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2 219 - 2 221.
- BOILLOT G. (1961 a) - La répartition des sédiments en Baie de Morlaix et en Baie de Siec. *Cah. de Biol. Mar.*, t. 2, p. 53 - 66.
- BOILLOT G. (1961 b) - La répartition des fonds sous-marins dans la Manche occidentale. *Cah. de Biol. Mar.*, t. 2, p. 187 - 208.
- BOILLOT G. (1963 a) - Sur une nouvelle fosse de la Manche occidentale : la Fosse du Pluteus. *C.R. Ac. Sc.*, t. 257, p. 3 448 - 3 451.
- BOILLOT G. (1963 b) - Sur la Fosse de la Hague (Manche centrale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 257, p. 3 963 - 3 966.
- BOILLOT G. (1963 c) - Sur la Fosse centrale de la Manche. *C.R. Ac. Sc.*, t. 257, p. 4 199 - 4 202.
- BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse, Paris. *Ann. Inst. Océan.*, t. XLII, fasc. 1, p. 1 - 219.
- BOILLOT G. (1965) - Organogenic gradients in the study of neritic deposits of biological origin : the example of the western English Channel. *Mar. Geol.*, vol. 3, p. 359 - 367.
- BOILLOT G. et HORN R. (1966) - Prospection sismique de la fosse d'Ouessant par la méthode sparker. *C.R. Ac. Sc.*, t. 263, p. 1 677 - 1 680.
- BOILLOT G. et LE CALVEZ (1961) - Etude de l'Eocène au large de Roscoff (Finistère) et au Sud de la Manche occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. IV, fasc. 2, p. 15 - 30.
- BOILLOT G. et MARIE P. (1962) - Stratigraphie du Crétacé supérieur dans la Manche occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 254, p. 2 401 - 2 403.
- BOILLOT G. et MILLOT G. (1962) - Sur une formation "sidérolithique" en place sous le Lutétien au large de Roscoff. *C.R. Ac. Sc.*, t. 254, p. 3 008 - 3 010.
- BONIFAY E. (1969) - Le Quaternaire littoral et sous-marin des côtes françaises de la Méditerranée. *Suppl. au Bull. de l'Ass. Fr. Et. Quat. : études françaises sur le Quaternaire*, p. 43 - 55.
- BONIFAY E. et MARS P. (1959) - Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), I, p. 62 - 78.
- BONISSENT P. (1870) - Essai géologique sur le département de la Manche. *Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. de Cherbourg*, 430 p.
- BONNEFILLE R. (1963) - Essais de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu. *Bull. Cent. de Rech. de Chatou*, n° 5, p. 67 - 72.
- BOURCART J. (1941) - Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), XI, p. 117 - 153.
- BOURCART J. (1945 a) - Sur l'existence de la craie blanche en place dans l'Aber de Roscoff (Finistère). *C.R. Ac. Sc.*, t. 221, p. 303 - 305.
- BOURCART J. (1945 b) - Le Sénonien de Roscoff (Finistère). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 195 - 197.

- BOURCART J. (1947) - La sédimentation dans le Manche. Sess. extraor. de la Soc. belge de Géol., Bruxelles, p. 14 - 43.
- BOURCART J. (1948) - Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère). Bull. Soc. Géol. Fr., (5), XVIII, p. 181 - 197.
- BOURCART J. (1956) - Transgressions et régressions marines. Le point de vue d'un océanographe. Bull. Soc. Belge de Géol., t. LXV, p. 138 - 164.
- BOURCART J. (1958) - Les calcaires éocènes de la Manche et leur contribution au sable des plages. Ecl. Geol. Helv., t. 51 n° 3, p. 505 - 508.
- BOURCART J. et BOILLOT G. (1960 a) - Etude des dépôts flandriens de l'Anse Duquesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), II, p. 45 - 49.
- BOURCART J. et BOILLOT G. (1960 b) - La répartition des sédiments dans la Baie du Mont-Saint-Michel. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. III, p. 189 - 199.
- BOUYASSE P., GONI J., PARENT C. et LE CALVEZ Y. (1966) - Recherches du Bur. Rech. Géol. et Min. sur le plateau continental. Premiers résultats sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques (Baie de la Vilaine). Bull. du Bur. Rech. Géol. et Min., 6, (5), p. 2 - 77.
- BRAJNIKOV B. (1942) - Sur les associations de minéraux lourds dans quelques formations post-crétacées du Bassin Parisien (région du Sud de la Seine). C.R. Ac. Sc., t. 215, p. 491 - 493.
- BRAJNIKOV B. (1947) - Le problème de l'origine des alluvions dans l'Estuaire de la Seine. Bull. Océanogr., Paris, n° 916, 28 p.
- BRAJNIKOV B. et DUPLAIX S. (1943) - Quelques données et problèmes de lithologie sédimentaire dans le Bassin Parisien. Bull. Soc. Géol. Fr., (5); XIII, p. 473 - 488.
- BREBION P. (1961) - Etude du Miocène supérieur (Redonien) de l'Ouest de la France, ses rapports avec le Miocène nordique. Meyniana, Band 10, P. 104 - 112.
- BREBION P. (1968) - Les influences nordiques dans la Manche et l'Atlantique nord au cours du Néogène (d'après les faunes de Gastéropodes). Coll. sur le Néogène nordique France, 1965. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bret., t. XIII, 7 p.
- BRETON G. (1967) - Contribution à l'étude du Massif de Barfleur. D.E.S., Caen, ronéot., 188 p., 42 fig., 12 pl.
- BRIQUET A. (1921) - Sur l'origine du Pas-de-Calais. Ann. Soc. Géol. du Nord, t. 46, p. 141 - 157, 1 fig.
- BRIQUET A. (1930) - Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse, Paris, Colin Edit., 486 p.
- BROWNE B. C. et COOPER R.I.B. (1952) - Gravity measurement in the English channel. Proc. Roy. Soc., London, B, t. 139, p. 426 - 447.
- BUGE E. (1957) - Les Bryozoaires du Néogène de l'Ouest de la France. Thèse Paris. Mém. du Mus. Nat. d'Hist. Natur., N.S., t. VI, p. 1 - 436.

- BUGE E. (1958) - Stratigraphie des dépôts miocènes et pliocènes de l'Ouest de la France. Coll. sur le Miocène, C.R. congr. Soc. Sav., section Géol., p. 105 - 110, Gauthier-Villars édit., Paris.
- CABIOCH J. (1966) - Contribution à l'étude morphologique, anatomique et systématique de deux *Mélobésiées* : *Lithothamnium calcareum* (Pallas) Ares. et *Lithothamnium coralloides* Crouan. *Botanica marina*, vol. 9, fasc. 1 - 2, p. 33 - 53.
- CABIOCH L. (1961) - Etude de la répartition des peuplements benthiques au large de Roscoff. *Cah. Biol. Mar.*, t. 2, p. 1 - 40.
- CABIOCH L. (1967) - Résultats obtenus par l'emploi de la photographie sous-marine sur les fonds au large de Roscoff. *Sonderdruck*, 15, p. 361 - 370.
- CAILLEUX A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), XV, p. 375 - 404.
- CAILLEUX A. (1952) - Récentes variations du niveau des mers et des terres. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), II, p. 135 - 144.
- CAILLEUX A. (1954 a) - Ampleur des régressions glacioeustatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6); IV, p. 243 - 253.
- CAILLEUX A. (1954 b) - Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), IV, p. 643 - 646.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets, C.D.U. édit., Paris, t. 1, 376 p.
- CARTWRIGHT D. (1959) - On submarine sand waves and tidal ice waves. *Proc. Roy. Soc., London*, (A), t. 253, p. 318 - 341.
- CARTWRIGHT D. et STRIDE A. (1958) - Large sand waves near the edge of the continental shelf. *Nature*, London, vol. 181, p. 41.
- CASTON V.N. (1965) - Localised sediment transport and submarine erosion in Tremadoc-Bay, Northern Wles. *Mar. Geol.*, vol. 3, n° 6, p. 401 - 410.
- CAVELIER C. et LE CALVEZ Y. (1965) - Présence d'*Arenagula kerfornei* (Allix), Foraminifère "biarritzien", à la partie terminale du Lutétien supérieur de Foulanges (Oise). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VII, p. 284 - 286.
- CAYEUX L. (1963) - Le Clactonien des stations sous-marines du Havre et de Sainte-Adresse. *Bull. Soc. Norm. d'Et. Préh.*, t. XXXVIII, p. 1 - 42.
- CHAMLEY H. (1967) - Quelques modalités de la sédimentation argileuse marine aux environs de l'Ile de Crête. *Bull. Mus. d'Anthrop. Préh. de Monaco*, n° 14, p. 15 - 48.
- CHATEL G. (1952) - Rapport sur une visite des plages entre Trouville-sur-Mer et Arromanches. *Cah. Océanogr.*, IV, p. 16 - 28.
- CHAUVEL J. (1956) - La faune pliocène de Saint-Jean-de-la-Poterie (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, fasc. 1, p. 66 - 74.
- CLOS-ARCEUDUC (1964) - La photographie aérienne et l'étude des dépôts pré-littoraux. *Mém. de photo-interprét.*, n° 1, I.G.N., Paris, 53 p.
- COGNE J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), p. 112 - 118.

- COGNE J. (1962) - Le Briovérien du Massif Armoricaïn. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), IV, p. 413 - 430.
- COURTIER A. (1924) - Courants dans la région de Cherbourg et à la Pointe de La Hague. *Ann. Hydr., Paris*, n° 1887, 17 p.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. et PELLERIN J. (1969) - Les types de limons et leur répartition dans la campagne de Caen (étude préliminaire). *Mém. hors sér., Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 57 - 62.
- CRAWSCHAY L.R. (1908) - On rocks remains in the bed of the English Channel. An account of the dredgings carried out by S.S. "Ofithona" in 1906. *Journ. Mar. Biol. Assoc., U.K., N.S.*, t. 8, p. 99 - 117.
- CURRAY J.R. (1961) - Late Quaternary sea level : a discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 1 707 - 1 712.
- CURRAY J.R. (1964) - Transgressions and regressions. *Papers in Marine Geology : Shepard Commemorative Volume*. R.C. Miller édit. Mc Millan, New York, p. 175 - 203.
- CURRY D. (1960) - Eocene Limestones to the west of Jersey. *Geol. Mag., London*, vol. 97, n° 4, p. 289 - 298.
- CURRY D. (1962) - A lower Tertiary outlier in the central English Channel with notes on the beds surrounding it. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. CXVIII, part. 2, p. 177 - 205.
- CURRY D. (1964) - Notes on the geology of the rock floor of the western approaches and the western English Channel. *Brit. Assoc. Advanc. Sc., Ann. Meeting Southampton*, 5 p.
- CURRY D. (1966) - Problems of correlation in the Anglo-Paris-Belgian Basin. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 77, p. 437 - 467.
- CURRY D. (1968) - Colloque sur l'Eocène, excursion en Angleterre : livret guide, 25 p.
- CURRY D., GULINCK M. et POMEROL C. (1969) - Le Paléocène et l'Eocène dans les Bassins de Paris, de Belgique et d'Angleterre. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, n° 69, p. 361 - 369.
- CURRY D., HAMILTON D. et SMITH A. (1970) - Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the western approaches to the English Channel. Report of Institute of Geological Sciences, n° 70/3, 12 p.
- CURRY D., HERSEY J.B., MARTINI E. et WHITTARD W.F. (1965) - The geology of the western approaches of the English Channel. II, Geological interpretation aided by boomer and sparker records. *Phil. Trans. Roy. Soc., London, B*, n° 248, p. 315 - 351.
- CURRY D., MARTINI E., SMITH A.J. et WHITTARD W.F. (1962) - The geology of the western approaches of the English Channel. I, Chalky rocks from the upper reaches of the continental slope. *Phil. Trans. Roy. Soc., London, B*, n° 724, vol. 245, p. 267 - 290.
- CURRY D., MURRAY J.W. et WHITTARD W.F. (1965) - The geology of the western approaches of the English Channel, III, The Globigerina silts and associated rock. Colston papers, vol. 17, *Proc. of the seventeenth symp. of the Colston Research Soc., Bristol*, 1965, p. 239 - 264.

- CUVILLIER J. (1935) - Découverte de *Nummulites laevigatus* Lamarck sur la plage d'Audresselles (Pas-de-Calais). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 18.
- DANGEARD L. (1923 a) - Quelques observations sur la nature géologique et l'origine des surfaces pierreuses de la Manche. Bull. Soc. Géol. Min. Bret., t. IV, p. 44 - 46.
- DANGEARD L. (1923 b) - Notes de géologie sous-marine. Découverte de *Nummulites* en Manche orientale. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 191 - 193.
- DANGEARD L. (1928) - Observations de géologie marine et d'Océanographie relatives à la Manche. Ann. Inst. Océanog., N.S., t. 6, 295 p., 27 fig., 8 pl., 18 cart.
- DANGEARD L. (1936) - Sur la définition d'un étage Normannien. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 164 - 166.
- DANGEARD L. (1936-1939) - Carte lithologique des mers de France (Notice explicative et remarques des cartes lithologiques de l'Atlas de France, 1936). Sonder. aus, Geol. der Meere und Binnengewässer, Bd. 3, Heft 2, p. 129 - 142.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. Hermann et Cie, édit., Paris, 241 p., 22 fig., 5 cart., 7 pl., 7 tab.
- DANGEARD L. (1969) - Les cinq premières feuilles de la Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000°. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 153 - 155.
- DANGEARD L. BERTHOIS L. et PAREYN C. (1952) - Sur le Trias silicifié et barytinifère de La Perrelle (Manche). C.R. Ac. Sc., t. 235, P. 440-442.
- DANGEARD L. et GRAINDOR M.J. (1956) - L'étage normannien et ses divisions. C.R. Ac. Sc., t. 242, p. 1 744 - 1 745.
- DANGEARD L. et HOMMERIL P. (1964) - Le grès calcaire normannien de Bernières-sur-Mer (Calvados) et les dépôts associés. Datation au C 14. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 126 - 127.
- DANGEARD L. et PONCET J. (1962) - Pliocène de la bordure méridionale du Bassin de Carentan. Bull. Soc. Lin. Norm., (10), 3, p. 114 - 119.
- DANGEARD L. et VATTIER G. (1957) - Pliocène du Bassin de Carentan. Documents nouveaux. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 133 - 135.
- DAY A.A. (1958) - The pre-tertiary geology of the western approaches of the English Channel. Geol. Mag., London, vol. 95, p. 137 - 149.
- DEBYSER J. (1961) - Contribution à l'étude géochimique des vases marines. Paris, Technip (Inst. Fr. du Pétr.), 249 p.
- DEBYSER J. et FONDEUR C. (1956) - Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle. Etude de la sédimentation entre Granville et Chausey. Rev. Inst. Fr. Pétr., vol. XI, n° 5, p. 551 - 572.
- DELESSE M. (1871) - Lithologie des mers de France. Libr. Sc. industr. et agric., Lacroix, Paris, 479 p., 136 tab.
- DELIBRIAS G. et ELHAI H. (1965) - Age obsolu de tourbes littorales en Normandie. C.R. Ac. Sc., t. 260, p. 2 872 - 2 873.
- DELIBRIAS G., ELHAI H. et LARSONNEUR C. (1969) - Le Flandrien à l'Est d'Arromanches (Calvados). C.R. Ac. Sc., t. 268, p. 247 - 250.

- DELIBRIAS G. et HOMMERIL P. (1971) - Datation absolue de sédiments bioclastiques provenant des bancs sous-marins du Golfe normand-breton. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., sous presse.
- DELIBRIAS G. et LARSONNEUR C. (1966) - Datation absolue de dépôts organiques würmiens en Normandie. C.R. Ac. Sc., t. 263, p. 1 022 - 1 024.
- DENIZOT G. (1926) - Les sables de la Basse-Loire. Bull. Soc. Géol. et Min. de Bret., t. V, p. 158 - 196.
- DENIZOT G. (1957) - Lexique stratigraphique international, vol 1, fasc. 4 a, VII, Tertiaire, C.N.R.S. édit., Paris.
- DENIZOT G. (1970) - Nos connaissances sur la tectonique du Bassin de Paris. Bull. Inf. Géol. Bass. de Paris, n° 24, p. 53 - 59.
- DESLONGCHAMPS E.E. (1865) - Etude sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Thèse, Caen, 1864. Mém. Soc. Linn. Norm., XIV, 296 p., 3 pl., 49 fig.
- DESNOYERS J. (1825) - Mémoire sur la craie et sur les terrains tertiaires du Cotentin. Mém. Soc. Hist. Nat., Paris, t. 2, p. 1 - 85, pl. 9.
- DESTOMBES P. (1958) - L'Albien de la région du Havre. Dédutions paléogéographiques sur le NW du Bassin Parisien au Crétacé moyen. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VIII, p. 305 - 313.
- DEUNFF J. (1953) - Présence de craie à Locquirec (Finistère). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 68 - 69.
- DIETRICH G. (1950) - Die anomale Jahresschwankung der Warmeinhalts im Englischen Kanals, ihre Ursachen und Auswirkungen. Deutsche Hydro. Zeit., Hambourg, Bd 3, H 3/4, p. 184 - 201.
- DINGLE R.V. (1965) - Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling. Mar. Geol., vol. 3, n° 6, p. 391 - 400.
- DINGWALL R.G. (1969) - Geology of the central English Channel. Nature, 224, p. 358 - 359.
- DIONNE J.C. (1969 a) - Erosion glacielle littorale, Estuaire du Saint-Laurent. Rev. Géograp. Montréal, vol. XXIII, n° 1, p. 5 - 20, 1 fig., 16 phot.
- DIONNE J.C. (1969 b) - Bibliographie annotée du glacial : aspects morpho-sédimentologiques. Rev. Géogr. Montréal, vol. XXIII, n° 3, p. 339 - 349.
- DOEGLAS D.J. (1946) - Recherches granulométriques aux Pays-Bas. Sess. estr. des soc. belges de Géol., Bruxelles, p. 125 - 137.
- DOIGNON P. (1961) - Premiers résultats des recherches géologiques et géophysiques dans le Bassin de Paris. Ass. Nat. Vallée du Loing, p. 6-13.
- DOLET M. (1966) - Sédiments et sédimentation dans la Baie du Mont-Saint-Michel. D.E.S., Caen, ronéot., 68 p., 24 pl., 11 ph.
- DOLET M., GIRESSE P. et LARSONNEUR C. (1965) - Sédiments et sédimentation dans la Baie du Mont-Saint-Michel. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 6, p. 51 - 65.
- DOLLFUS G.F. (1891) - Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris. Bull. Serv. carte Géol. Fr., n° 14, t. II, p. 116.
- DOLLFUS G.F. (1900) - Le Miocène dans la région de l'Ouest. Bull. Serv. cart. Géol. Fr., t. XI, n° 73, p. 100 - 101.
- DOLLFUS G.F. (1930) - Essai d'une histoire géologique de la Seine et de la Loire. Centenaire de la Soc. Géol. Fr. Livre jubilaire, t. I, p. 235 - 256, 4 pl.

- DONN W.L., FARRAND W.R. et EWING M. (1962) - Pleistocene ice-volumes and sealevel lowering. *Journ. Geol.*, 70, p. 206 - 214.
- DONOVAN D.T. (1967) - English Channel. In *Encyclopedia of Oceanography* (ed. by Fairbridge R.W.), Reinhold, p. 256 - 264.
- DONOVAN D.T. (1968) - Geology of the continental shelf around Britain. Reprinted from : *Geology of Shelf seas* (D.T. Donovan, edit.), Edinburgh, Oliver and Boyd, p. 1 - 14.
- DONOVAN D.T. et STRIDE (1961) - Erosion of a rock floor by tidal sand streams. *Geol. Mag.*, vol. 98, n° 5, p. 393 - 398.
- DORE F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse, Caen, ronéot., 790 p., 117 fig., 32 tab., 50 pl. ph.
- DOREL D. (1967) - Contribution à l'étude de quelques biotopes intertidaux. Thèse 3° cycle, Caen, ronéot., 81 p.
- DOUVILLE H. (1903) - Sur la trouée de la Manche. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), III, p. 652 - 653.
- DREIMANIS A., TERASMAE J. et Mc KENZIE G. (1965) - The Port-Talbot Interstadial of Wisconsin glaciation. Abstracts, VII ° Congr. I.N.Q.U.A.
- DUBOIS C. (1960) - Contribution de l'analyse pollinique à la connaissance du sous-sol du Havre. *Bull. Soc. Géol. Norm.*, t. 50, p. 38 - 41.
- DUBOIS C. (1962) - Résultats palynologiques de l'étude microscopique de sédiments provenant de forages en Basse Seine. *Bull. Soc. Géol. Norm.*, t. 52, p. 20.
- DUBOIS C. (1963) - Etude palynologique complémentaire de sédiments provenant de forages en Basse-Seine. *Bull. Soc. Géol. Norm.*, t. 53, p. 26 - 28.
- DUBOIS G. (1924 a) - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord, Lille*, t. VIII, n° 1, 357 p.
- DUBOIS G. (1924 b) - Essai d'application au Nord de la France de la Géochronologie postglaciaire de De Geer. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLIX, p. 120 - 130.
- DUBOIS G. (1924 c) - Remarques au sujet de la découverte du Mammouth en Finlande au Nord des Saipaussekkäs. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLIX, p. 82 - 84.
- DUBOIS G. (1930) - Un tableau de l'Europe flandrienne. *Centenaire de la Soc. Géol. de Fr.*, Livre jubilaire, t. I, p. 263 - 277, 8 cartes, 1 tab.
- DUBOIS G. et C. (1943 a) - Données pollenanalytiques sur des tourbes du Marais Vernier et transgression flandrienne en Basse-Seine. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 100 - 102.
- DUBOIS G. et C. (1943 c) - Tourbe et transgression flandrienne en Basse-Orne. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 116 - 117.
- DUGAS F. (1966) - Etude du déplacement des sables sur la partie nord du littoral des Landes. Thèse 3° cycle, Paris, ronéot., 78 p.
- DUJON S. (1969) - Sur la genèse des bancs de Mer du Nord méridionale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. XI, fasc. 5, p. 503 - 510.
- DUPEUPLE A. (1964 a) - Contribution à l'étude des sédiments et de la microfau-ne de la région de Roscoff (Finistère). Thèse 3° cycle, Paris, ronéot. 212 p.

- DUPEUPLE A. (1964 b) - Sur une association microfaunique caractéristique de la Manche et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Norm.*, t. LIV, p. 52 - 56.
- DUPLAIX S. et BOILLOT G. (1968) - Sur la minéralogie et l'origine des sables siliceux contenus dans les sédiments de la Manche occidentale. *Rev. Géol. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. X, p. 147 - 161.
- DUPLAIX S. et POMEROL C. (1948) - Sur les associations de minéraux lourds des sables granitiques miocènes à l'Ouest de Paris. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 37 - 38.
- DURAND S. (1958) - Le Miocène de Bretagne. Colloque sur le Miocène. *C.R. congr. Soc. Sav., Géologie*, p. 181 - 194.
- DURAND S. (1959) - Le Néogène de Bretagne. *Sonder. aus Mitteil. der Geologis. Gesells. in Wein.* 52, p. 115 - 122.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. Géol. Min. de Bret.*, t. XII, 389 p., 93 fig.
- DURAND S. (1968) - Miocène et Pliocène en Bretagne. *Coll. Néogène nordique, France, 1965. Mém. Soc. Géol. et Min. Bret.*, t. XIII, p. 23 - 35.
- ELHAI H. (1958) - Le littoral du Nord du Cotentin. *Noröis*, n° 17, p. 5 - 19.
- ELHAI H. (1959) - Les dunes de l'Ouest du Cotentin. *Cah. Océanogr.*, t. XI, p. 231 - 245.
- ELHAI H. (1960) - A propos des niveaux marins quaternaires en Normandie. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 1, p. 137 - 145.
- ELHAI H. (1962) - Analyse pollinique d'un dépôt organique intercalé dans le head d'Ecalgrain. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 8, p. 93 - 95.
- ELHAI H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Etude morphologique. Thèse 624 p., 136 fig., 8 cartes, 32 pl., Bière imp., Bordeaux.
- ELHAI H. (1964) - Le littoral au Sud-Est du Golfe normand-breton au cours des derniers millénaires (Saint-Pair, Lingreville, entre Chausey et Granville). *Comm. congrès de la mer, Saint-Gast*, 8 p., 5 fig., 2 tab.
- ELHAI H. (1967) - Les formations superficielles et le relief en Haute-Normandie. *Mém. hors sér., Soc. Géol. Fr.*, n° 4, p. 20 - 29.
- ELHAI H. et JOURNAUX A. (1969) - Normandie. Livret-guide de l'excursion C II, VIII^e congrès de l'I.N.Q.U.A., Paris, 1969, 110 p.
- ELHAI H. et LARSONNEUR C. (1969) - Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 2, p. 93 - 104.
- ELHAI H. et SPARKS B.W. (1958) - Une tourbière littorale : Colleville-sur-Mer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), VIII, p. 295 - 304.
- EMERY K. (1952) - Continental shelf sediments of southern California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63, p. 1 105 - 1 108.
- EMERY K. (1967) - Some stages in the development of knowledge of the atlantic coast of the United States. In "Progress in Oceanography", vol. 4, p. 307 - 322, Sears edit.

- EMERY K., WIGLEY R.L., BARTLETT A.S., RUBIN M. et BARGHOORN E.S. (1967) - Fresh-water peat on the continental shelf. *Science*, vol. 158, p. 1301-1307.
- EMILIANI C. (1958) - Pleistocene temperatures. *Journ. Geol.*, 63, p. 538 - 578.
- EMILIANI C. (1967) - The pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments; correlations with the Alaskan stages by absolute dating; and the age of the last reversal of the geomagnetic field. In "Progress in Oceanography", vol. 4, p. 219 - 224, Pergamon press. Oxford, New-York.
- EMILIANI C. (1970) - Pleistocene paleotemperatures. *Science*, vol. 168, p. 822 - 825.
- FAIRBRIDGE R.W. (1958) - Dating the latest movements of the quaternary sea level. *Trans. New York. Ac. of Sc.*, II, vol. 20, n° 6, p. 471 - 482.
- FAIRBRIDGE R.W. (1960) - La base eustatique de la Géomorphologie. XXI° congr. inter. Géogr., *Ann. de Géogr.*, 70, p. 486 - 492 : trad. F. Ruellan.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961 a) - Eustatic changes in sea level. *Ext. de Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 4, p. 99 - 185, Pergamon Press., New York.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961 d) - Discussion sur la datation par radiocarbone de tourbes flandriennes de la côte bretonne. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 138 - 139.
- FAURE H. et ELOUARD P. (1967) - Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. *C.R. Ac. Sc.*, t. 265, p. 784 - 787.
- FILY G. (1967) - Etude sédimentologique de l'Estuaire de l'Orne et du littoral adjacent (de Langrune à Cabourg). Thèse 3° cycle, Caen, ronéot., 128 p., 69 fig.
- FOLK R.L. (1966) - A review of grain size parameters. *Sedimentology*, vol. 6, n° 2, p. 73 - 94.
- FOLK R.L. et WARD W.C. (1957) - Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. petr.*, vol. 27, n° 1, p. 3-26.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947) - Recherches sur le milieu fluviomarín et les dépôts d'estuaire. *Ann. Inst. Océanog.*, Paris, N.S., t. XXIII, p. 149 - 344.
- FREIDMAN G.M. (1961) - Distinction between dune beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 31, p. 514 - 529.
- FREIDMAN G.M. (1967) - Dynamic progress and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 37, p. 327 - 354.
- FRYE J.C. et WILLMAN H.B. (1961) - Continental glaciation in relation to McFarlan's Sea-level Curves for Louisiana. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 991 - 992.
- FURNESTIN J. (1937) - Compte-rendu des dragages géologiques de la 4° croisière du "Président Théodore Tissier". *Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar.*, t. 10; p. 233 - 258.
- FURNESTIN J. (1939 - 1943) - Remarques sur la géologie sous-marine du plateau continental de la Mer celtique et de la Mer du Nord. *Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar.*, t. 13, p. 479 - 489.

- GABIS V. (1965) - Quelques aspects de la minéralogie et de la géochimie de la série sédimentaire oligocène du Velay. *Bull. Gr. Fr. des Argiles*, t. XVI, n° 11, p. 49 - 57.
- GAUTSCH J.P. et RIOULT M. (1967) - Paléogéographie et minéralisations stratiformes des petits bassins infra-liasiques du Cotentin. *Bull. Bur. Rech. Géol. et Min.*, n° 6, p. 61 - 86, 10 fig., 6 pl.
- GERMAIN P. (1970) - Etude sédimentologique et hydrologique de l'Estuaire de la Dives et du littoral adjacent (Cabourg-Houlgate). Thèse 3° cycle, ronéot., 77 p., 45 fig.
- GERMANEAU J. (1967) - Contribution à l'étude dynamique des sables littoraux. *Trav. Cent. Rech. Et. Océan.*, vol. VII, 2, p. 5 - 17.
- GERMANEAU J. (1968 a) - Etude de la sédimentation dans l'Estuaire de la Seine. Origine, déplacement et dépôt des sables. *Trav. du Cent. Rech. Et. Océanogr.*, vol. VIII, 1 et 2, p. 1 - 63.
- GERMANEAU J. (1968 b) - Caractères généraux de la sédimentation dans l'Estuaire de la Seine. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, n° 5, p. 140 - 167.
- GERMANEAU J. (1969) - Etude de la sédimentation dans l'Estuaire de la Seine. Origine, déplacement et dépôt des suspensions. *Trav. Cent. Rech. Et. Océanogr.*, vol. IX, 1 à 4, p. 1 à 100.
- GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique, 760 p., 5 éd. complétée par L. MORET, MASSON et Cie., Paris.
- GIGOUT M. (1957) - L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), VII, p. 385 - 400.
- GILL E.D. (1969) - Rapport du symposium sur les variations des niveaux marins mondiaux depuis 11 000 ans B.P. VIII° congr. I.N.Q.U.A., Paris, 1969, 8 p.
- GIRDLER R.W. (1965) - Continental drift and the rotation of Spain. *Nature*, Londres, 207, p. 396 - 398.
- GIRESSE P. (1965) - Modalités de la sédimentation dans l'Estuaire de la Sienne. Principales zones de dépôt. *Cah. Océanogr.*, XVII, p. 45 - 52.
- GIRESSE P. (1967) - Mécanismes de répartition des minéraux argileux des sédiments marins actuels sur le littoral sud du Cotentin. *Mar. Geol.*, vol. 5, p. 61 - 69.
- GIRESSE P. (1968 a) - Turbidité des eaux de mer et dynamique des particules fines du Nord-Cotentin. *Cah. Océanogr.*, XX, p. 547 - 569.
- GIRESSE P. (1968 b) - Origine des apports détritiques du bassin pliocène du Cotentin. *Coll. intern. Néogène nordique*, 1965. *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, t. XIII, p. 79 - 85.
- GIRESSE P. (1969) - Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. Thèse, Caen, 2 vol. ronéot., 730 p., 192 fig., 15 pl. ph., 18 fig. hors texte, 1 carte.
- GIRESSE P. (1970) - Etude hydrologique de l'Estuaire de la Sienne et application au dépôt de la tange. *Cah. Océanogr.*, XXII, p. 367 - 393.
- GIRESSE P., DANGEARD L. et HOMMERIL P. (1967) - Sur la présence de dépôts marins d'âge dunkerquien le long des côtes normandes et sur quelques autres dépôts flandriens. *C.R. Ac. Sc.*, t. 265, p. 1 887 - 1 890.

- GIRESSE P. et HOMMERIL P. (1969) - Les fonds sous-marins de la carte de Granville au 1/100 000. *Rev. Soc. Sav. Hte Norm., Sc.*, n° 56, p. 23 - 50.
- GIRESSE P. et LARSONNEUR C. (1970) - La succession des apports sableux en Manche centrale grâce à l'étude des minéraux lourds. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. XII, p. 41 - 62.
- GLANGEAUD L. (1938) - Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. Caractères pétrographiques des formations fluviatiles, saumâtres, littorales et néritiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), VIII, p. 599 - 630.
- GLANGEAUD L. (1941) - Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), XI, p. 371 - 376.
- GLANGEAUD L. (1949) - Observations sur le triage granulométrique des sédiments le long des plages sableuses à marées. *Sédimentation et Quaternaire*, p. 95 - 110, Led-Sam édit., Bordeaux.
- GODWIN H. (1956) - *The history of the British flora. A factual basis for Phytogeography*, Cambridge Univer. Press., 284 p., 119 fig.
- GRAINDOR M.J. (1955 a) - Contacts du granite de Barfleur avec le Briovérien. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (9), 8, p. 64 - 67.
- GRAINDOR M.J. (1955 b) - Extension du Briovérien au Sud du Massif granitique de Barfleur. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LIII, 246 A, p. 25.
- GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. Thèse Caen, 1955. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 211 p., 26 pl., 1 carte.
- GRAINDOR M.J. (1958 a) - Sur la présence de gros blocs encastrés dans les sables du Golfe normand-breton. *C.R. Ac. Sc.*, t. 247, p. 2 402 - 2 404.
- GRAINDOR M.J. (1958 b) - Niveaux quaternaires dans le Cotentin et corrélations avec les Iles anglo-normandes. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 31 - 34.
- GRAINDOR M.J. (1958 c) - Données relatives à l'âge des granites des Iles anglo-normandes. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (9); 9, p. 62 - 72.
- GRAINDOR M.J. (1959) - Le Briovérien et le Paléozoïque de la feuille de Cherbourg au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LVI, 257, p. 323 - 335.
- GRAINDOR M.J. (1960 a) - Géologie du Nord-Ouest du Cotentin. *Bull. Serv. carte Géol. Fr.*, t. LVII, 262, p. 475 - 556, 2 pl., 1 carte.
- GRAINDOR M.J. (1960 b) - Existence vraisemblable du Pentévrien dans les Iles anglo-normandes et La Hague. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 1, p. 44.
- GRAINDOR M.J. (1961) - Le socle armoricaïn et les contre-Coups alpins. *Livre à la mém. Prof. P. Fallot*, 2, p. 187 - 200.
- GRAINDOR M.J. (1964 a) - Le Quaternaire marin de Normandie. *Bull. Soc. Géol. Norm.*, t. 54, p. 1 - 15.
- GRAINDOR M.J. (1964 b) - L'axe du Bray au Quaternaire. *C.R. Ac. Sc.*, t. 258, p. 5 015 - 5 018.
- GRAINDOR M.J. (1967) - Les granites du Nord-Est du Cotentin. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, t. LXI, n° 279, p. 291 - 297.

- GRAINDOR M.J. (1970) - Influence des dislocations majeures du Massif Armoricaïn et Néotectonique. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. XII, p. 25 - 34.
- GRAINDOR M.J. et MARIE P. (1959) - Le Sénonien inférieur au SSW des Iles Chausey (Manche). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 56 - 58.
- GRAINDOR M.J. et SCUVEE F. (1970) - Deux niveaux marins submergés au Pléistocène dans le Nord du Massif Armoricaïn. *C. R. Ac. Sc.*, t. 271, p. 1 489 - 1 492.
- GRAINDOR M.J. et WASSERBURG G.J. (1962) - Détermination d'âges absolus dans le Nord du Massif Armoricaïn. *C.R. Ac. Sc.*, t. 254, p. 3 875 - 3 877.
- GROSSOUVRE de A. (1901) - Recherches sur la craie supérieure. 1^{re} partie. *Stratigraphie générale. Mém. Carte Géol. Fr.*, 559 p.
- GROUPE DE NORMALISATION DE LA CARTE DE NATURE DES FONDS (1970) - Notice pour servir à l'établissement de la carte des dépôts meubles. *Bur. Rech. Géol. et Min.*, 1^{re} édition, 1969.
- GROVES A.W. (1930) - Heavy minerals suite correlation of the granite of North Brittany, the Channel Islands and the Cotentin. *Geol. Mag.*, t. 67, p. 218.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale, de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, 682 p., Potier édit., La Roche-sur-Yon.
- GUILCHER A. (1951) - La formation de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. *Rev. Géogr. Lyon*, p. 311 - 329.
- GUILCHER A. (1954) - Morphologie littorale et sous-marine. *Coll. Orbis, P.U.F.*, Paris, 216 p.
- GUILCHER A. (1954 à 1970) - Chroniques océanographiques paraissant chaque année dans le premier numéro de *NOROIS*.
- GUILCHER A. (1962) - Le bâtiment de recherche côtière atlantique "Kornog". *Norois*, n° 33, p. 34 - 41.
- GUILCHER A. (1965) - Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 389 p.
- GUILCHER A. (1968) - Sur les rides sous-marines. Extrait de mélanges de Géographie phys., hum, écon., appliq. offerts à M. Omer Tulipe, p. 60 - 65. Edit. Duculot, Gembloux.
- GUILCHER A. (1969 a) - Le Quaternaire littoral et sous-marin dans l'Atlantique. *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. : études françaises sur le Quaternaire*, p. 33 - 41.
- GUILCHER A. (1969 b) - Pleistocene and holocene sea level changes. *Earth-Sci. Rev.*, 5, p. 69 - 97.
- GUILCHER A. (1969 c) - Présentation des premières feuilles de la Carte sédimentologique sous-marine au 1/100 000 de la plate-forme continentale atlantique française. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 371 - 372, p. 421 - 432.
- GUILCHER A. et BATTISTINI P. (1953) - La craie de Landeda (Finistère) n'est pas en place. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 304 - 305.
- GUILCHER A. et BEAUJEU-GARNIER J. (1958) - L'Europe du Nord et du Nord-Ouest. T. 1 : généralités physiques et humaines. *P.U.F., Paris. Coll. Orbis*, 258 p.
- GUILCHER A. et GIOT P.R. (1969) - Bretagne-Anjou. Livret-guide de l'excursion C 16, VIII^e cong. I.N.Q.U.A., Paris 1969, 79 p.

- GUILCHER A. et JOLY F. (1954) - Recherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc. In Guilcher A., 1965, p. 65 - 70.
- GUILLAUME L. (1926) - Note préliminaire sur le Bathonien du Bessin. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 168 - 171.
- GUILLAUME L. (1927) - Observations sur le Bathonien moyen et supérieur de la région au Nord et à l'Est de Caen. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 123 - 125.
- GUILLAUME L. (1932) - Dépôts monastiriens et flandriens de Saint-Côme-de-Fresné et Asnelles-belle-Plage (Calvados). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 118 - 121 et 134 - 135.
- GUILLAUME L. (1935) - Observations sur les dépôts quaternaires de Saint-Côme-de-Fresné et Asnelles-belle-Plage (Calvados). Bull. Soc. Linn. Norm., (8), 8, p. 63 - 72.
- GUILLAUME L. (1948) - Les formations quaternaires de la plage de débarquement britannique de Saint-Côme-de-Fresné, Asnelles-belle-Plage (Calvados). Inter. Geol. Congr., report of the 18th sess., Great-Britain, p. 105 - 113.
- GUILLIEN Y. (1962) - Néoglaciale et Tardiglaciale : Géochimie, Palynologie, Préhistoire. Ann. de Géogr., n° 383, p. 1 - 35.
- GUILLIEN Y. (1968) - Chronostratigraphie de l'Europe würmienne. Bull. Ass. Fr. Ét. Quat., 3, p. 155 - 165.
- GUYADER J. (1962) - Reconnaissance géologique de la zone portuaire havraise. Bull. Soc. Géol. Norm., t. LII, p. 21 - 29.
- GUYADER J. (1968) - Le Jurassique supérieur de la Baie de Seine. Etude stratigraphique et paléontologique. Thèse d'Univer., Paris 1968, 268 p., 31 fig.
- GUYADER J. (1970) - Baie de Seine : synthèse des renseignements géotechniques. Document interne du Port Autonome du Havre, Service des Etudes Techniques.
- GUYADER J. et LAPIERRE F. (1971) - Le contact Jurassique - Crétacé au large du Cap d'Antifer (Seine Mar.). Colloque sur la Manche, Paris 1971, sous presse.
- GUYADER J. et MAURY A. (1962) - Documents biologiques fournis par l'étude de deux forages en Basse-Seine. Bull. Soc. Géol. Norm., t. LII, p. 30 - 36.
- HANSEN (1950) - Gezeitenströme im Englischen Kanal. Deutsche Hydrog. Zeit., Hambourg, t. 3, H 3/4, p. 169 - 183.
- HARVEY J.G. (1966) - Large sand waves in the Irish-sea. Mar. Geol., vol. 4, n° 1, p. 49 - 56.
- HAYES J.R. et KLUGMAN M.A. (1958) - Feldspar staining methods. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 69, n° 12, part. 2, p. 1 729.
- HEBERT E. (1875) - Classification du terrain crétacé supérieur. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), III, p. 595 - 599.
- HEBERT E. (1880) - Histoire géologique du canal de la Manche. C.R. Ac. Sc., t. 90, p. 1 318 - 1 324 et 1 385 - 1 390.
- HERITIER F. et VILLEMEN J. (1970) - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploitation pétrolière. Réunion sur la tectonique du Bassin de Paris, Bull. Rech. Géol. et Min., sous presse.

- HILL E. (1889) - *The rocks of Alderney and the Casquets*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. XLIV, p. 380 - 390.
- HILL M.N. et KING W.B.R. (1953) - *Seismic prospecting in the English Channel and its geological interpretation*. Quat. Journ. Geol. Soc., London, vol. CIX, p. 1 - 19.
- HINSCHBERGER F. (1962) - *Les hauts-fonds sableux de l'Iroise et leurs rapports avec les courants de marée*. Bull. du Com. des Trav. Hist. et Scient., sect. de Géogr., (75), p. 53 - 80.
- HINSCHBERGER F. (1963) - *Un problème de morphologie sous-marine : la Fosse d'Ouessant*. Noroïs, (10), 39, p. 217 - 233.
- HINSCHBERGER F. (1969) - *L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines*. Thèse, Paris, ronéot., 307 p., 50 fig., 11 tab., 12 ph., 6 pl.
- HINSCHBERGER F. et CORLAY J.P. (1967) - *Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du Plateau de Molène (Finistère)*. Noroïs, (14), 56, p. 569 - 584.
- HINSCHBERGER F. et GUILCHER A. (1962) - *Les bancs de sable sous-marins des abords d'Ouessant et de la Chaussée de Sein (Finistère)*. C.R. Ac. Sc., t. 254, p. 4 065 - 4 067.
- HINSCHBERGER F. et PAUVRET R. (1968) - *Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la Baie de Douarnenez (Finistère) : reconstitution d'un réseau hydrographique immergé*. Noroïs, (15), 58, p. 213 - 225.
- HINSCHBERGER F., SAINT-REQUIER A. et TOULEMONT A. (1967) - *Recherches sédimentologiques et écologiques sur les fonds sous-marins dans les parages de la Chaussée de Sein*. Rev. Inst. Sc. Tech. Pêch. Mar., (31), 4, p. 425 - 448.
- HJULSTROM F. (1939) - *Transportation of detritus by moving water*. Recent Mar. sed., Amer. Assoc. Petrol. Geolog., p. 5 - 31.
- HOFKER J. (1963) - *Les Foraminifères du Crétacé supérieur du Cotentin*. C.R. Congr. Soc. Sav., Dijon, p. 369 - 397, 68 fig.
- HOLME N.A. (1961) - *The bottom fauna of the English Channel*. Jour. Mar. Biol. Ass., U.K., 41, p. 397 - 461.
- HOLME N.A. (1966) - *The bottom fauna of the English Channel*. Jour. Mar. Biol. Ass., U.K., 46, p. 401 - 493.
- HOMMERIL P. (1958) - *Erosion et sédimentation à Saint-Aubin-sur-Mer (Calvados)*. Cah. Océanogr., X, n° 9, p. 559 - 611 et n° 10, p. 691 - 741.
- HOMMERIL P. (1964 a) - *Les formations quaternaires du littoral de Bernières-sur-Mer (Calvados)*. Rev. Soc. Sav. de Hte Norm., Sc., n° 33, p. 31 - 43.
- HOMMERIL P. (1964 b) - *Affleurements sous-marins de faluns miocènes (faciès savignéen) à l'Ouest du Cotentin*. C.R. Ac. Sc., t. 259, p. 3 036 - 3 039.
- HOMMERIL P. (1964 c) - *Essai d'harmonisation des données granulométriques relatives aux fractions graveleuses, sableuses et limoneuses*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 389 - 390.
- HOMMERIL P. (1965) - *Répartition des sédiments sous-marins autour des îles anglo-normandes*. C.R. Ac. Sc., t. 260, p. 231 - 234.
- HOMMERIL P. (1967 a) - *Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand*. Thèse, Caen, 304 p., 135 fig., 50 tab., 27 pl. ph., Fac. Sc. Imp. Rouen.

- HOMMERIL P. (1967 b) - Les cartes de répartition des sédiments marins : historique, les cartes du pré-littoral français. Thèse compl., Caen, 40 p., Fac. Sc. Rouen imp.
- HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1962) - Observations sur les dépôts quaternaires de la Baie d'Ecalgrain (Manche). Présence d'une tourbe pré-wilrmienne. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 75 - 77.
- HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1963 a) - Les effets des tempêtes du premier semestre 1962 sur les côtes bas-normandes. Cah. Océanogr., XV, 5, p. 320 - 334.
- HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1963 b) - Quelques effets morphologiques du gel intense de l'hiver 1963 sur le littoral bas-normand. Cah. Océanogr., XV, 9, p. 638 - 649.
- HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1970) - Les bancs sous-marins et les dunes hydrauliques du pré-littoral normand. C.R. réun. Ass. Séd. Fr., 17/4/70, 3 p.
- HOMMERIL P. et PAREYN C. (1966) - Galets et sables du Pliocène étagés sur le plateau de la Pernelle (Manche). Etude sédimentologique. Rev. Soc. Sav. de Hte Norm., Sc. n° 41, p. 31 - 43.
- HOMMERIL P. et RIOULT M. (1965) - Etude de la fixation des sédiments meubles par deux algues marines : *Rhodothamniella floridula* (Dillwyn) et *Microcoleus chthonoplastes* Thur. Mar. Géol., sp. issue "Organic matter in marine sediments", vol. 3, n° 1 - 2, p. 131 - 155.
- HORN R., VANNEY J.R., BOILLOT G., BOUYASSE P. et LECLAIRE L. (1966) - Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode "boomer" au large du Massif Armoricaire méridional. C.R. Ac. Sc., t. 263, p. 1 560 - 1 563.
- HOTTINGER L. et SCHAUB H. (1960) - Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen-Ilerdien und Biarritzien. Eclog. Geol., Helv., 53, n° 1, p. 453 - 479.
- HOYT J.H., WEIMER R.J. et HENRY V.J. (1965) - Age of late pleistocene shoreline deposits coastal Georgia. VII° inter. congr. I.N.Q.U.A., Abstracts, p. 258.
- HUE E. (1926) - Les blocs erratiques des environs de Luc-sur-Mer (Calvados). Le Mans, Monnoyer, 39 p., 3 cartes.
- HUNT A.R. (1889) - Notes on the submarine geology of the English Channel of the Coast of South Devon. Trans. Devon Assoc., t. 21, p. 460 - 487.
- HUVE H. (1956) - Contribution à l'étude des fonds à "*Lithothamnium solutum*" de la région de Marseille. Rec. Trav. Stat. Mar. d'Endoume, Marseille, Bull. 11, 18, p. 105 - 134.
- INMAN D.L. (1952) - Measures for describing the size distribution of sediments. Journ. Sed. Petr., vol. 22, n° 3, p. 125 - 145.
- JARKE J. (1956) - Der Boden der südlichen Nordsee. Eine neue Bodenkarte der südlichen Nordsee. Deutsche Hydr. Zeit., Hambourg, p. 1 - 9, 1 carte hors texte.
- JEFFREYS G. (1865) - In Jones and Parker, 1876.
- JELGERSMA S. (1961) - Holocene sea level changes in the Netherlands. Mededel. Geol. Sticht., Ser. C, VI, 7, p. 1 - 100.

- JELGERSMA S. (1966) - Sea-level changes during the last 10 000 years. *Proceed. Inter. Symp. "World climate from 8 000 to 0 B.C."*. Imper. Coll., London, April 1966, Roy. Meteor. Soc., London.
- JEREMINE E. (1930) - Etude pétrographique de La Hague. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), XXX, p. 3 - 50.
- JEREMINE E. (1932) - Le Granite de Barfleur (Manche) et ses enclaves. 65° congr. des Soc. Sav., Besançon, Sc., p. 163 - 171.
- JOLY F. (1939) - Le littoral du Cotentin. *Ann. de Géogr.*, n° 273, p. 225 - 234.
- JONES N.S., KAIN J.M. et STRIDE A.H. (1965) - The movement of sand waves on warts bank, isle of Man. *Mar. Geol.*, vol. 3, n° 5, p. 329 - 336.
- JONES T.R. et PARKER (1876) - On some recent and fossil Foraminifera dredged up in the English Channel. *Ann. ad. Mag. of Nat. Hist.*, London, (4), XVII, p. 283.
- JOURDAN M.T. (1949) - La vallée de la Touques de Lisieux à la mer. Etude de géographie physique. D.E.S. Géog., Fac. let., Caen, ronéot. In H. Elhaï, 1963.
- JOURNAUX A., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. et PELLERIN J. (1969) - Distribution source and age of the loess on the plaine of Caen, Normandy, France. in the Periglacial volume, I.N.Q.U.A., 1965, from Troyl. Pewe, Tempe, Arizona, p. 303 - 321.
- JUIGNET P. (1965) - Analyse minéralogique des sédiments arénacés de l'Oxfordien supérieur, de l'Albien et d'une formation intermédiaire dans la région de Lisieux (Calvados). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VII, p. 327 - 333.
- JUIGNET P. (1968) - Faciès littoraux du Cénomanien des environs du Mans (Sarthe) *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, n° 4, p. 5 - 20, 13 fig.
- JUIGNET P. (1969) - Position stratigraphique et paléocéologie d'*Archaeolithothamnium lycoperdioide* (Michelin) : algue mélobésiée dans le Cénomanien des environs du Mans (Sarthe). *Rev. Micropal.*, vol. 12, n° 2, p. 84 - 91.
- JUIGNET P. (1970 a) - Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Cénomanien du Pays de Caux entre Saint-Jouin-Bruneval et le Cap d'Antifer (Seine-Maritime). *Bull. du Bur. Rech. Géol. Min.*, (2), 1, p. 11 - 15.
- JUIGNET P. (1970 b) - Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du Bassin de Paris à l'Aptien - Albien - Cénomanien. Réunion sur la tectonique du Bassin de Paris. *Bull. Rech. Géol. et Min.*, sous presse.
- KAYE P. (1966) - Lower cretaceous palaeogeography of North - West Europe. *Geol. Mag.*, vol. 103, 3, p. 257 - 262.
- KENYON N.H. (1970) - Sands ribbons of european tidal seas. *Marine Geology*, 9, p. 25 - 39.
- KERFORNE F. et DANGEARD L. (1922) - Sur les roches paléozoïques draguées par le "Pourquoi-pas" dans la Manche occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 174, p. 1 714 - 1 716.
- KERFOURN M.T. (1965 a) - Analyse pollinique des sédiments flandriens de la vallée de la Vilaine aux environs de Redon (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. et Min. Bret.*, N.S. (1962 - 63), p. 147 - 157.
- KERFOURN M.T. (1965 b) - L'analyse pollinique permet de rapporter au Pléistocène inférieur un dépôt littoral découvert à Lammérin (Côtes-du-Nord). *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 254 - 255.

- KING W.B.R. (1949) - *The geology of the eastern part of the English Channel*. Quart. Journ. Geol. Soc., London, t. 104, p. 327 - 337.
- KING W.B.R. (1950) - *Floor of the English Channel*. Geol. Mag., t. 87, p. 383 - 384.
- KING W.B.R. (1954) - *The geological history of the English Channel*. Quart. Journ. Geol. Soc., London, T. CX, p. 77 - 102.
- KLINGEBIEL A. et LATOUCHE C. (1962) - *Etude cristallographique des illites dans les séries éocènes du Bordelais*. C.R. Ac. Sc., t. 255, p. 142 - 144.
- KLINGEBIEL A., LATOUCHE C. et TASTET (1967) - *Caractérisation de la structure des minéraux micacés, application aux phénomènes géologiques*. 7th Inter. Sed. Cong., Reading 1967, 6 p.
- KRUMBEIN W.C. (1936) - *Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments*. Journ. Sed. Petr., vol. 6, p. 35 - 47.
- KUENEN P.H. (1950) - *Marine geology*. 568 p., Wiley édit., New York.
- KUENEN P.H. (1964) - *Experimental abrasion, 6, surf action*. Sedimentology, vol. 3, n° 1, p. 29 - 43.
- KULM L.D. et BYRNE J.V. (1966) - *Sedimentary response to hydrology in an Oregon estuary*. Mar. geol., vol. 4, n° 2, p. 85 - 118.
- LACOMBE H. (1951) - *Les marées de la Manche*. Bull. Inst. Océanog., Monaco, n° 989, 24 p.
- LACOMBE H. et LEMIERE (1953) - *Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*. Serv. Hydrog. Mar., n° 550 (ex. 427 A), Paris, Imp. nat.
- LAFON M. (1953) - *Recherches sur les sables côtiers de la Basse-Normandie et sur quelques conditions de leur peuplement zoologique*. Ann. Inst. Océanog., t. XXVIII, 3, p. 113 - 161.
- LAFOND E.C. (1940) - *Sand movements near the beach in relation to tides and waves*. Proc. Sixth. Pac. Sc. Congr., vol. 2, p. 795 - 799.
- LAMBOY M. (1965) - *Contribution à l'étude des formations triasiques du Cotentin*. Rev. Soc. Sav. Hte Norm., Sc., n° 37, p. 35 - 79.
- LAPIERRE F. (1969) - *La répartition des sédiments dans le Golfe de Gascogne : intérêt des minéraux lourds*. Thèse, Bordeaux, ronéot., 182 p., 15 fig. 38 cartes, 90 tab.
- LAPIERRE F., ROBERT J.P. et VILLE P. (1970 a) - *Nouvelles données sur la géologie de la Manche centrale*. C.R. Ac. Sc., t. 271, p. 20 - 23.
- LAPIERRE F., ROBERT J.P. et VILLE P. (1970 b) - *Esquisse géologique de la Manche orientale*. C. R. Ac. Sc., t. 271, p. 381 - 384.
- LARRAS J. (1957) - *Plages et côtes de sables*. Coll. Lab. Nat. Hydraul., Eyrolles édit., Paris, 117 p.
- LARRAS J. (1964) - *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*. Eyrolles édit., Paris, 170 p.
- LARSONNEUR C. (1962) - *Faciès, faune et flore du Keuper supérieur-Rhétien dans la région d'Airel (Manche)*. Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. de Cherbourg, (5), X, p. 73 - 118.

- LARSONNEUR C. (1963) - Contribution à l'étude du Trias supérieur du Bassin de Carentan (Manche). Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 4, p. 23 - 32.
- LARSONNEUR C. (1964 a) - *Semionotus Normanniae* du Trias supérieur de Basse-Normandie (France). Ann. de Paléont., vertébrés, t. L, 2, p. 103 -117, 2 pl.
- LARSONNEUR C. (1964 b) - Petite drague pour fonds meubles et peu profonds. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 5, p. 94 - 96.
- LARSONNEUR C. (1965) - Recherches sédimentologiques et géologiques en Manche centrale. Rev. Trav. Inst. Pêch. Mar., t. XXIX, 2, p. 225 - 242.
- LARSONNEUR C. (1966) - Sur l'extension sous-marine du Massif granitique de Barfleur (Manche). C.R. Ac. Sc., t. 262, p. 825 - 828.
- LARSONNEUR C. (1967 a) - Le Crétacé supérieur au Nord du Cotentin. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 199 - 200.
- LARSONNEUR C. (1967 b) - Etude de la partie immergée du Massif de Barfleur. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 8, p. 231 - 241.
- LARSONNEUR C. (1968 a) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 : feuille de Saint-Vaast-la-Hougue, I.G.N., Paris.
- LARSONNEUR C. (1968 b) - Géologie sous-marine au large du Cotentin : le socle antécambrien et sa couverture paléozoïque. Rev. Soc. Sav. Hte Norm., Sc., n° 52, p. 49 - 61.
- LARSONNEUR C. (1969 a) - Etude de la partie occidentale de la Baie de Seine. Cah. Océanogr. XXI, 5, p. 439 - 467.
- LARSONNEUR C. (1969 b) - La géologie sous-marine aux abords du Cotentin, entre Cherbourg et Saint-Vaast-la-Hougue (Manche). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 155 - 157.
- LARSONNEUR C. et HOMMERIL P. (1967) - Sédiments et sédimentation dans la partie orientale de la Baie de Seine. Rev. Soc. Sav. Hte Normandie, Sc., n° 47, p. 45 - 75.
- LARSONNEUR C. et LAPPARENT de A.F. (1966) - Un Dinosaurien carnivore, *Halticosaurus*, dans le Rhétien d'Airel (Manche). Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 7, p. 108 - 116.
- LARSONNEUR C., MIGNIOT C., CONARD M. et DANGEARD L. (1968) - Figures observées au cours d'expériences sur la remise en suspension des vases par les courants et sur l'action des matériaux en transit sur des fonds plus ou moins consolidés. C.R. Ac. Sc., t. 266, p. 758 - 760; 1 pl. ph.
- LARSONNEUR C. et RIOULT M. (1969 a) - Le Trias et le Lias des côtes de la Manche, au Nord et à l'Est du Cotentin. C.R. Ac. Sc., t. 268, p. 2 019 - 2 022.
- LARSONNEUR C. et RIOULT M. (1969 b) - Le Bathonien de la Baie de Seine. C.R. Ac. Sc., t. 268, p. 2 231 - 2 234.
- LARSONNEUR C. et RIOULT M. (1969 c) - Le Bathonien et le Jurassique supérieur de la Manche centrale. C.R. Ac. Sc., t. 268, p. 2 645 - 2 648.
- LAUTRIDOU J.P. (1966) - Les argiles à silex autour de Saint-Romain (Sud-Ouest du Pays de Caux). Bull. Soc. Géol. Norm., t. 46, p. 3 - 14.

- LAUTRIDOU J.P. (1967) - Les loess du Pays de Caux : origine et signification paléoclimatique. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 248 - 249.
- LAUTRIDOU J.P. (1968 a) - Les formations superficielles de Saint-Romain (Pays de Caux) : leur contribution à l'étude morphologique de la région. Thèse 3^e cycle, Caen, Publ. Fac. Lett., 200 p., 59 fig., 9 tab., 2 dépl., 3 cartes h. t.
- LAUTRIDOU J.P. (1968 b) - Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). Bull. Centre de Géomorpho. Caen, n° 2, 56 p., 18 fig., 4 tab.
- LAUTRIDOU J.P. et DUPEUPLE P.A. (1965) - Découverte d'un dépôt attribuable au Normannien dans l'Estuaire de la Seine, au pied du Pont de Tancarville (Seine-Maritime). C.R. Ac. Sc., t. 261, p. 4 166 - 4 167.
- LAUTRIDOU J.P. et DUPEUPLE P.A. (1967) - Les formations würmiennes de la Pointe de Tancarville. Bull. de l'Ass. Fr. Et. Quatern., n° 11, p. 113 - 130.
- LEBESCONTE P. (1881) - De l'apport par la mer sur les plages bretonnes de sable et de fossiles du Calcaire grossier et du Crétacé. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), X, p. 68 - 72.
- LE CALVEZ Y. et BOILLOT G. (1967) - Etude des Foraminifères contenus dans les sédiments actuels de la Manche occidentale. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn. (2), vol. IX, p. 391 - 408.
- LE CALVEZ Y. et FEUGUEUR L. (1956) - L'Yprésien franco-belge. Essai de corrélation stratigraphique et micropaléontologique. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VI, p. 735 - 751.
- LE CALVEZ Y. et POMEROL C. (1961) - Sur la séparation des bassins de Bruxelles et de Paris par l'anticlinal de l'Artois à l'Eocène. C.R. Ac. Sc., t. 252, p. 2 268 - 2 270.
- LECOINTRE G. (1947) - La Touraine. Géologie régionale de la France, fasc. 4. Act. Sc. et Ind., n° 1 027, 241 p., Hermann édit., Paris.
- LE DANOIS E. (1948) - Les profondeurs de la mer. Payot, Paris, 303 p.
- LEFEBVRE D. (1967) - Contribution à la connaissance de l'argile à silex de Normandie. Mém. hors sér., Soc. Géol. Fr., n° 4, p. 39 - 45.
- LE FLOCH J.F. (1961) - Propagation de la marée dynamique dans l'Estuaire de la Seine et la Seine Maritime. Thèse Paris, 507 p., Publ. du Cent. Rech. Et. Océanogr.
- LEFORT J.P. (1970_a) - Sur la présence de Lutétien inférieur au Sud de la Manche occidentale. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 80 - 81.
- LEFORT J.P. (1970 b) - Etude géologique de la Manche au Nord du Trégor. Thèse de 3^e cycle, Rennes. Trois parties à paraître dans Bull. Soc. Géol. Min. Bret.
- LEFORT J.P. et DEUNFF (1970) - Découverte de Paléozoïque à microplancton au Sud de la Manche occidentale. C.R. Ac. Sc., t. 270, p. 271 - 274, 1 pl. ph.
- LE FOURNIER J., ROBERT P. et YAPAUDJAN L. (1967) - Un modèle de sédimentation paralique : les dépôts récents du littoral de la Manche en Picardie. 7th Inter. Sedim. Congr., Reading, 1967.

- LE GALL J. (1970) - La Baie des Veys : caractères principaux de la sédimentation et faciès de dépôt. Thèse 3^e cycle, Caen, 151 p., 28 fig.
- LE GORGEU J.P. et BOILLOT G. (1964) - La migration de sables marqués au large de Roscoff (Finistère). C.R. Ac. Sc., t. 259, p. 4 082 - 4 085.
- LEITH ADAMS A. (1879) - Monography of British fossil Elephants. Paleont. Soc., part II, p. 18.
- LEMAITRE H. (1954) - Sur le grès du Planet, niveau silicifié du Bathonien du Bessin (Calvados). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 307 - 309.
- LEMEE G. (1939) - Recherches sur l'histoire forestière postglaciaire de la Basse-Normandie et du Perche. Bull. Soc. Linn. Norm., (9), 1, p. 97 - 145.
- LEMEE G. (1951) - Contribution à la connaissance de la transgression flandrienne dans la vallée de l'Orne. Rev. Géomorph. Dyn., p. 75 - 80.
- LEMOIGNE Y. (1967) - Paléoflore à Cupressales dans le Trias-Rhétien du Cotentin. C.R. Ac. Sc., t. 264, p. 715 - 718, 3 pl.
- LEMOINE P. Mme (1910) - Répartition et mode de vie du maërl (*Lithothamnium calcareum*) aux environs de Concarneau (Finistère). Ann. Inst. Océanogr., t. 1, 3, 28 p., 1 pl.
- LEMOINE P. Mme (1923) - Répartition des Algues calcaires dans la Manche occidentale d'après les dragages du "Pourquoi pas?". Bull. Mus. Hist. Nat., n° 6, p. 462 - 469.
- LEMOINE P. Mme (1940) - Les Algues calcaires de la zone néritique. Contribution à l'étude des organismes dans la zone néritique. Soc. Biogéogr., t. VII, p. 76 - 138, Lechevallier édit., Paris.
- LEMOINE P. (1911) - Géologie du Bassin de Paris. 408 p., 136 fig., 9 cartes, Hermann édit., Paris.
- LEMOINE P. (1912) - La Géologie du fond des mers : Manche et Atlantique. Ann. de Géogr., n° 120, p. 385 - 392.
- LEMOINE P. et ABRARD R. (1922) - Contribution à l'étude géologique du fond de la Manche d'après les documents du Dr. J.B. Charcot. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), XXII, p. 3 - 9.
- LENNIER G. (1867) - Etudes géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de Hte Normandie. 1 vol., 1 atlas, Costey imp., Le Havre.
- LENNIER G. (1885) - L'Estuaire de la Seine. Mémoires, notes et documents pour servir à l'étude de l'Estuaire de la Seine. 2 vol., 1 atlas, Hustin imp., Le Havre.
- LERICHE M. (1948) - Quelques données pour l'histoire géologique de la Plaine maritime flamande et pour la connaissance de la géologie sous-marine du littoral flamand. Bull. Soc. Belg. de Géol., t. 57, p. 338 - 353.
- LEROY GOURHAN A. (1963) - Remarques au sujet des températures würmiennes. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 414 - 418.
- LEUTWEIN F. et SONET J. (1965) - Age absolu du granite de Barfleur. Coll. Inter. Géochronologie absolue, Nancy.
- LEUTWEIN E., SONET J. et ZIMMERMANN (1967) - Géochronologie et évolution orogéniques précambrienne et hercynienne de la partie nord du Massif Armoricaïn. Sciences de la terre, Nancy, à paraître.

- LLIBOUTRY L. (1965) - Idées actuelles concernant les grandes glaciations. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., (2), 3 - 4, p. 257 - 265.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte Géol. d'Als. Lorr., n° 23, 202 p., 49 fig., 31 tab.
- LUMBY J.R. (1935) - Salinity and temperature of the English Channel. Atlas of Charts. Fish. Invest., London, Ser. II, 14, n° 3.
- LUMLEY De H. (1969) - Les civilisations préhistoriques en France. Corrélations avec la chronologie quaternaire. Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., Etudes françaises sur le Quaternaire, p. 151 - 169.
- MAC FARLAN E. (1961) - Radiocarbon dating of Late Quaternary deposits, South Louisiana. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, p. 129 - 158.
- MADELINE A. (1944) - Le littoral de la Plaine de Caen. Etude de géographie physique. Cah. Fac. lettres, Caen, fasc. 2, p. 106 - 130 et fasc. 3, p. 25 - 63.
- MARC A. (1866) - Note sur trois molaires d'*Elephas primigenius* et leur gisement. Bull. Soc. Linn. Norm., (2), 1, p. 129 - 134 et remarques de E.E. Deslongchamps, p. 134 - 143.
- MARGEREL J.P. (1968) - Les Foraminifères du Redonien : systématique, répartition stratigraphique, paléoécologie. Thèse, Nantes, 204 p., 41 fig., 10 tab., 44 pl.
- MARIE P. (1958) - Sur la faune de Foraminifères des marnes à *Nassa* du Bosq d'Aubigny. Coll. sur le Miocène, C.R. cong. Soc. Sav., Sc., Géologie, p. 239 - 246.
- MARIETTE H. (1969) - L'Archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais. Résumés comm. VIII° congr. I.N.Q.U.A., Paris 1969, p. 371.
- MASON C.C. et FLOLK R.L. (1958) - Differentiation of beach, dune, aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas, Jour. Sed. Petr., vol. 28, n° 2, p. 211 - 226.
- MATHIEU R. (1966) - Contribution à l'étude du domaine benthique de la Baie du Mont-Saint-Michel : sédiments actuels, microfaune, écologie. Thèse 3° cycle, Paris, ronéot., 287 p.
- MATHIEU R. (1968) - Répartition des Foraminifères dans la Baie du Mont-Saint-Michel. Bull. Soc. Géol. Norm., t. LVIII, p. 30 - 38.
- MAUREL P. (1959) - Etude minéralogique de quelques marnes noires oxfordiennes. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., LXXXII, p. 276 - 284.
- MAZERES R. (1935) - Les formations quaternaires de la Baie de Saint-Brieux. Bull. Soc. Géol. et Min. Bret., I, n° 5, p. 7 - 8.
- MERCIER J. (1932) - Observations sur le Bathonien de la région de Saint-Aubin sur-Mer (Calvados). Bull. Soc. Linn. Norm., (8), 4, p. 46 - 49.
- MERCIER J. (1933) - Observations sur les gisements d'*Elephas primigenius* Blum en Basse-Normandie. Bull. Soc. Linn. Norm., (8), 6, p. 6 - 11.

- MERCIER J. (1934) - Le Quaternaire de la Basse-Vallée de l'Orne. Bull. Soc. Linn. Norm., (8), 7, p. 75 - 82.
- MERCIER J. (1935) - Notes d'excursion aux environs de Carentan. Bull. Soc. Linn. Norm., (8), VIII, p. 67 - 69.
- MERIAUX S. (1957) - L'analyse granulométrique par densimétrie. Bull. Ass. Fr. Et. du sol., vol. XC, p. 928 - 941.
- MICHEL J.P. (1968) - Etude sédimentologique des forages dans l'estuaire de la Seine : port du Havre. Bull. Soc. Géol. Norm., t. LVIII, p. 9 - 17.
- MIGNIOT C. (1968) - Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. La Houille Blanche, n° 7, p. 591 - 620.
- MIGNIOT C., LARSONNEUR C. et DANGEARD L. (1968) - Etude expérimentale de l'érosion par les courants de dépôts vaseux plus ou moins concentrés. C.R. Ac. Sc., t. 266, p. 441 - 444.
- MILON Y. (1929) - Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. C.R. Ac. Sc., t. 189, p. 1 004 - 1 005.
- MILLIMAN J.O. et EMERY K.O. (1968) - Sea-levels during the past 35 000 years. Science, vol. 162, n° 3 858, p. 1 121 - 1 123.
- MONOD T. (1926) - La région de la Basse-Seulles. Trav. Stat. Biol. de Roscoff, 91 p., 1 carte hors texte.
- MORELLET L. (1934) - Découverte de *Nummulites laevigatus* Lamark. sur la plage de Wimereux. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 228.
- MÖRNER N.A. (1969) - The late quaternary history of the Kattegatt sea and the Quedish west coast. Sveriges geologiska under sökning, Stockholm, 487 p., 10 pl.
- MORNOD L. (1947 a) - Présence de dépôts marins antérieurs à la transgression flandrienne dans la vallée de l'Orne à Caen. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 260 - 261.
- MORNOD L. (1947 b) - Association de faune marine, d'eau douce et continentale dans les dépôts flandriens de la basse vallée de l'Orne (Calvados). Ecol. Geol. Helv., vol. 40, n° 2, p. 251 - 256.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1969 a) - In Livret-guide de l'excursion A 10 : Littoral Atlantique, p. 67 - 75. VIII^e congr. I.N.Q.U.A., Paris, 1969.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1969 b) - Variations de la ligne de rivage au cours du Postglaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 4, p. 285 - 318.
- MOULINIER M. (1967) - Répartition des Foraminifères benthiques dans les sédiments de la Baie de Seine entre le Cotentin et le méridien de Ouistreham. Cah. Océanogr., XIX, p. 477 - 494.
- MOURANT A.E. (1933) - The raised beaches and other terraces of the Channel Islands. Geol. Mag., vol. LXX, n° 24, p. 58 - 66.

- MURAOUR P., BOILLOT G. et MERLE J. (1962) - Etude sismique par réfraction au large de Roscoff (Finistère) - Bull. Inst. Océanogr., Monaco, n° 1 228, 10 p.
- NALIVKIN D.V. (1956) - Etude des faciès. Trad. Stretovitch, Bur. Rech. Géol. Min., n° 2 942, 2 vol., 690 p. et 498 p.
- NESTEROFF W.D. (1965) - Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes. Thèse, Paris. Ann. Inst. Océanogr., Paris, N.S., t. XLIII, fasc. 1, p. 1 - 136.
- NEUMANN M. (1968) - A propos de *Gyroïdinella magna* Le Calvez en Aquitaine et en Mésogée. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., Colloque sur l'Eocène, n° 58, p. 85 - 92, 1 pl.
- NOROIS Groupe (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. Colloque sur la Manche, Paris 1971, sous presse.
- OLAUSSEN E. (1969) - Le climat au Pléistocène et la circulation des océans. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. XI, 3, p. 251 - 264.
- PAREYN C. (1959 a) - La structure du Plateau de la Pernelle (Manche). Bull. Soc. Linn. Norm., (9), 10, p. 69 - 75.
- PAREYN C. (1959 b) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Basse-Normandie. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 245 - 280.
- PAREYN C. (1962) - Les calcaires de Lestre (formation triasique du Bassin de Valognes) et leurs relations avec le Gothlandien. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 3, p. 109.
- PAREYN C. (1968) - Aperçu sur le Néogène et les formations qui constituent le substratum de la tourbière de Baupré (Manche). Colloque Néogène nordique, France, 1965. Mém. Soc. Géol. Min. de Bret., t. XIII, p. 99 - 103.
- PAREYN C. et LARSONNEUR C. (1959) - Calcaires et poudingues du Trias dans la coupe de Neuilly-la-Forêt (Calvados). Bull. Soc. Linn. Norm., (9), 10, p. 124 - 131.
- PAREYN C. et LARSONNEUR C. (1960) - Sur le Trias supérieur du Bassin de Carentan. C.R. Ac. Sc., t. 250, p. 2 397 - 2 399.
- PAREYN C. et ROYANT G. (1964) - Géologie des rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin entre Saint-Vaast-la-Hougue et Quinéville. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 5, p. 86 - 93.
- PASSEGA R. (1957) - Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 41, p. 1 952 - 1 983.
- PASSEGA R. (1960) - Sédimentologie et recherche du pétrole. Rev. Inst. Fr. du Pétr., vol. XV, n° 12, p. 1 731 - 1 740.
- PASSEGA R. (1964) - Grain size representation as a geological tool. Journ. Sed. Petr., vol. 34, n° 4, p. 830 - 847.
- PEGUY C.P. (1957) - Eléments de statistique appliquée aux sciences géographiques. C.D.U., Paris, 201 p.
- PELHATE A. (1956) - Contribution à l'étude des dépôts littoraux du Golfe normand-breton. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bret., t. XI, p. 221 - 289.

- PELHATE A. (1960) - Remarques sur le Pliocène de Lessay (Manche). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), II, p. 127 - 132.
- PELLERIN J. (1963) - Les terrasses de l'Orne et leurs relations avec les terrasses eustatiques. Dipl. Et. Géogr., Caen, ronéot., 117 p.
- PELLERIN J. (1967) - Premiers résultats d'une étude des argiles d'altération à silex jurassiques de la Campagne de Caen. Mém. hors sér., Soc. Géol., Fr., n° 4, p. 60 - 64.
- PELLERIN J. (1968) - La Campagne de Caen, Plateaux jurassiques et bordure du Massif ancien. Thèse de 3° cycle, Cent. de Géomorphol., C.N.R.S., Caen, ronéot. 343 p., 34 fig.
- PEQUIGNAT C. (1970) - Biologie des *Echinocardium cordatum* (Pennant) de la Baie de Seine. Forma et functio, vol. 2, p. 121 - 168, Pergamon press, Vieweg.
- PERES J.M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine. (I) La vie benthique. P.U.F., Paris, 541 p.
- PERES J.M. (1965) - Réflexions sur les rapports entre l'écologie et la paléocologie marines. Palaeogeograph., Paleoclim., Paleoecol., vol. 1, P. 51 - 68.
- PETITJOHN F.S. (1957) - Sedimentary rocks. Harper 1 Brothers édit., New York, second edit., 718 p., first ed. 1949.
- PHILLIPS W.J. (1964) - The structures in the Jurassic and Cretaceous rocks on the Dorset coast between White Nothe and Mupe Bay. Proc. Geol. Ass., vol. 75, p. 373 - 405.
- PINOT J.P. (1966 a) - Découverte d'un rivage submergé et d'autres preuves d'un niveau marin quaternaire à - 37 mètres sous l'actuel, sur la côte sud de la Bretagne. Quaternaria, (8), p. 225 - 230.
- PINOT J.P. (1966 b) - Quelques hauts niveaux marins quaternaires sur la côte du Trégor central. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 2, p. 139 - 150.
- PINOT J.P. (1968) - Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 2, p. 197 - 216.
- PLESSIS Y. (1961) - Ecologie de l'estran rocheux du Calvados : étude des bio-coenoses et recherches expérimentales. Ann. Inst. Océanog., Paris, t. XXXVIII, p. 234 - 323.
- POISSON A. (1962) - Contribution à la connaissance sédimentologique du Callovo-Oxfordien de Normandie et du Haut-Maine. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), IV, p. 405 - 411.
- POMEROL C. (1967) - Esquisse paléogéographique du Bassin de Paris à l'ère tertiaire et aux temps quaternaires. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. IX, 1, p. 55 - 86.
- POMEROL C. (1968 a) - Intérêt et applications de l'étude des minéraux lourds. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. X, 4, p. 383 - 396.
- POMEROL C. (1968 b) - Granulométrie et minéraux lourds des sables du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris). Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., Colloque sur l'Eocène, n° 59, p. 77 - 85.
- POMEROL C. (1968 c) - Progrès récents dans la connaissance des formations tertiaires du Bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), X, p. 5 - 12.

- POMEROL C. et FEUGUEUR L. (1968) - Bassin de Paris, Ile de France. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie., édit., Paris, 174 p., 16 pl.
- POMEROL C. et RIVELINE-BAUER (1967) - Mode de gisement, nature et origine d'argiles d'altération du Bassin de Paris. Mém. Hors sér. Soc. Géol. Fr., n° 4, p. 65 - 72.
- PONCET J. (1958) - Le Pliocène et le Quaternaire de la région de Lessay (Manche) Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. Cherbourg, t. XLVII, p. 96 - 151.
- PONCET J. (1961) - Un témoin de Cénomaniens dans la région de Lessay (Manche). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 121 - 122.
- PONCET J. (1968 a) - Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du Dévonien de Basse-Normandie. Thèse, Caen, ronéot., 367 p., 91 fig.
- PONCET J. (1968 b) - Esquisse géologique du Pliocène de Basse-Normandie. Coll. Néogène nordique, France, 1965. Mém. Soc. Géol. et Min. Bret., t. XIII, p. 37 - 40.
- POPOV E.A. (1956) - De la récession des eaux d'afflux dans la zone côtière. Trav. Comm. Océanogr. Ac. Sc. U.R.S.S., 1, p. 98. In Guilcher A., 1965.
- PRATJE O. (1950) - Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals und die Maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten. Deutsche Hydr. Zeit., Hambourg, t. 3, p. 201 - 205.
- PRECHEUR C. (1960) - Le littoral de la Manche de Sainte-Adresse à Ault. Etude morphologique. Norois, Mém. Hors sér., 138 p., 16 pl.
- PRENANT M. (1960) - Etudes écologiques sur les sables intercotidaux. I : questions de méthode granulométrique. Applications à trois anses de la Baie de Quiberon. Cah. Biol. Mar., Paris, t. 1, n° 3, p. 229 - 340.
- PRUVOT G. (1897) - Essai sur les fonds et la faune de la Manche occidentale. Arch. Zool. Expér. Gén., Paris, (3), V, p. 511 - 644.
- PRUVOST P. (1921) - Revision de la feuille de Boulogne au 1/80 000. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 146, p. 16.
- PRUVOST P. (1925) - Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 156, t. XXVIII, p. 167 - 238, 4 pl.
- PRUVOST P. et PRINGLE J. (1924) - A synopsis of the geology of the Boulonnais including a correlation of the mesozoic rocks with those of England. Proc. of the Geol. Assoc., vol. 35, p. 29 - 56.
- PUTNAM J.A., MUNK W.H. et TRAYLOR M.A. (1949) - The prediction of longshore-currents. Trans. Americ. Geophys. Union, vol. 30, n° 3, p. 337 - 345, 8 fig.
- RAJCEVIC B.M. (1957) - Etude des conditions de sédimentation dans l'Estuaire de la Seine. Ann. Inst. Tech. Bâti. Trav. Pub., 10° ann., n° 117, p. 744 - 775.
- REDFIELD A.C. (1967) - Postglacial change in sea level in the western north Atlantic Ocean. Science, vol. 157, n° 3789, p. 687 - 692.
- RENAUD J. (1891) - Sur les sondages exécutés dans le Pas-de-Calais en 1890. C. R. Ac. Sc., p. 898 - 901.

- RICOUR J. (1959) - *Stratigraphie du Trias du Bassin de Paris*. Bull. Soc. Géol. Fr., (?), t.I, p. 3 - 12.
- RIOULT M. (1958) - *Contribution à l'étude de la transgression liasique en Normandie : le Lias moyen et les écueils de May-sur-Orne (Calvados)*. D.E.S., Géol., ronéot., Caen, 284 p., 45 pl., 3 cartes 10 tab.
- RIOULT M. (1960) - *Sur un galet de poudingue à Nummulites remaniées*. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 1, p. 146 - 148.
- RIOULT M. (1961 a) - *Problèmes de Géologie havraise*. Bull. Soc. Géol. Norm.; LI, p. 32 - 48.
- RIOULT M. (1961 b) - *Sur l'âge du Calcaire de Caen et la stratigraphie du Bathonien de Normandie*. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 2, p. 51 - 61.
- RIOULT M. (1962) - *Le stratotype du Bajocien*. Coll. Jurassique, Luxembourg, 1962, vol. C.R. et Mém., p. 239 - 258.
- RIOULT M. (1964) - *Le Rhétien dans le Cotentin*. C.R. Ac. Sc., t. 258, p. 2 357 - 2 359.
- RIOULT M. (1966 a) - *Sur l'âge du "Grès du Planet" (Calvados)*. C.R. Ac. Sc., t. 262, p. 1 334 - 1 336.
- RIOULT M. (1966 b) - *Observations et réflexions à propos de la transgression albienne sur le bord occidental du Bassin de Paris*. C.R. Ac. Sc., t. 262, p. 1 416 - 1 418.
- RIOULT M. (1968 a) - *Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris*. Thèse, Caen, ronéot., 564 p., 15 fig.
- RIOULT M. (1968 b) - *Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléoécologie et de sédimentation comparée*. Thèse compl., Caen, ronéot., 94 p., 24 pl.
- RIOULT M. et GAUTSCH (1967) - *Contribution à l'étude stratigraphique du Trias du Cotentin (Normandie)*. C.R. Ac. Sc., t. 264, p. 1 148 - 1 150.
- RIOULT M. et JUIGNET P. (1965) - *Prolongement à l'affleurement du Cénomanien au Nord de Fresville*. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), VI, p. 30 - 37.
- RIOULT M., PELLÉRIN J. et JUIGNET P. (1966) - *Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la Campagne de Caen*. Bull. Soc. Linn. Norm., (10), VII, p. 19 - 44.
- RIVIERE A. (1948) - *Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne*. Rev. Gén. Hydraul., p. 283 - 306.
- RIVIERE A. (1952 a) - *Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles*. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), III, p. 145 - 154.
- RIVIERE A. (1952 b) - *Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique*. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), III, p. 155 - 167.
- RIVIERE A. (1957) - *Etudes littorales*. Cah. Océanogr., IX, 8, p. 436 - 454.

- RIVIERE A. et VERNHET S. (1951) - Sur la sédimentation des minéraux argileux en milieu marin en présence de matières humiques. Conséquences géologiques. C.R. Ac. Sc., t. 233, p. 807.
- ROBERT J.P. (1967) - Etude géologique en Baie de Seine. Géotechnip édit., La Celle-Saint-Cloud, 12 p., 1 fig., 1 carte.
- ROBERT J.P. (1969) - Géologie du Plateau continental français. Rev. Inst. Fr. Pétr. et Ann. Comb. Liq., vol. XXIV, n° 4, p. 383 - 440.
- ROGER J. et FREINEX S. (1946) - Remarques sur les faunes de Foraminifères du Redonien. Bull. Soc. Géol. Fr., (5), XVI, p. 103 - 114.
- ROMANOVSKY V. (1948) - Recherches sur les propriétés physiques des sédiments. Ann. de l'Inst. Tech. du Bât. et Trav. Pub., 32 p.
- RONA E. et EMILIANI C. (1969) - Absolute dating of Caribbean cores P 6304 - 8 and P 6304 - 9. Science, vol. 163, n° 3862, p. 66 - 68.
- ROSFELDER A. (1961) - Contributions à l'analyse texturale des sédiments. Thèse, Alger. Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, N.S., n° 29, 310 p., 102 fig.
- ROYANT G. (1968) - Interprétation stratigraphique et tectonique de la crête gréseuse de Montebourg-Quinéville (Manche). Bull. Soc. Linn. Norm., (10), 9, p. 98 - 108.
- RUELLAN F. et BEIGBEDER Y. (1963) - Quelques observations préliminaires sur la répartition des sédiments sous-marins en Baie de Saint-Brieuc (Côtes du Nord). C.R. Ac. Sc., t. 256, p. 1 566 - 1 569.
- RUELLAN F. et DAGORNE A. (1963) - Note préliminaire sur les dragages effectués entre la côte de Saint-Brieuc à Cancale et le Plateau des Minquiers. C.R. Ac. Sc., t. 256, p. 2 199 - 2 201.
- RUSSELL R.D. (1937) - Mineral composition of Mississippi river sands. Bull. Géol. Soc. Amer., 48, p. 1 307 - 1 348.
- RUSSELL R.D. (1939) - Effets of transportation on sedimentary particules. Recent Marine Sediment, Amr. Ass. Petrol. Geolog., p. 32 - 47.
- SAINT-REQUIER A. (1970) - La Baie d'Audierne. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse 3° cycle, Paris, ronéot., 223 p., 6 pl., 15 Ph., 39 fig.
- SAINT-REQUIER A. et GUILCHER A. (1969) - Un grès coquillier de faciès littoral, immergé à - 34 m en Baie d'Audierne (Finistère), est daté de 15 000 ans avant l'Actuel. C.R. Ac. Sc., t. 268, p. 1 915 - 1 916.
- SCHNEIDER H.E. (1963) - Expérience d'usure des grains de quartz. C.R. Ac. Sc., t. 256, p. 2 453 - 2 455.
- SCHOEFFLER J. (1965) - Une hypothèse sur la tectogénèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VII, p. 917 - 920.
- SCHOU A. (1945) - Det Marine Forland, Th. Copenhague, 236 p. In Elhaï, 1959 et 1963.
- SEREBRYANNY L.R. (1969) - L'apport de la radiochronométrie à l'étude de l'histoire tardi-quaternaire des régions de glaciation ancienne de la plaine russe. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. XI, 3, p. 293 - 302.

- SHEPARD F.P. (1960) - Rise of sea level along Northwest Gulf of Mexico. In Shepard, Phleger and Van Andel, Editors : *Recent Mar. Sedim., Northwest Gulf of Mexico*. Amer. Ass. Petr. Geolog., Tulsa, Okla., p. 338 - 344.
- SHEPARD F.P. (1964) - Sea-level changes in the past 6 000 years : possible archeological significance. *Science*, vol. 143, p. 574 - 576.
- SHEPARD F.P. et CURRAY J.R. (1967) - Carbon - 14 determination of sea-level changes in stable areas. *Progress in Oceanogr.*, 4, p. 283 - 291.
- SHEPARD F.P. et INMAN D.L. (1950) - Nearshore water related to bottom topography and wave refraction. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 31, n° 2, p. 196 - 212.
- SITARZ A. (1963) - Contribution à l'étude de l'évolution des plages à partir de la connaissance des profils d'équilibre. *Trav. Cent. Rech. Et. Océanogr.*, t. V, N.S., p. 1 - 199.
- SMITH A. et HAMILTON D. (1970) - Origin of the Hurd Deep English Channel. *Nature*, vol. 227, p. 828.
- SPENCER D.W. (1963) - The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 33, n° 1, p. 180 - 190.
- STEARNS C.E. et THURBER D.L. (1967) - $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of Late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Progress in Oceanogr.*, 4, p. 293 - 305.
- STEINBERG M. (1967) - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (sidérolithique des auteurs). Thèse, Orsay, n° 215, 405 p.
- STRIDE A.H. (1963) - Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain. *Quat. Journ. Geol. Soc.*, London, (119), p. 175 - 199.
- STRIDE A., CURRAY J., MOORE D. et BELDERSON R. (1969) - Marine geology of the Atlantic margin of Europe. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, vol. 264, p. 31 - 75.
- STRIDE A.H. et TUCKER M.J. (1960) - Internal waves and waves of sand. *Nature*, Londres, vol. 188, n° 4 754, p. 933.
- SUDRY (1911) - Les sédiments marins de la côte du Calvados. *C.R. Cong. Soc. Sav., Sc.*, p. 25 - 32.
- TABARLY S. (1970) - Les sédiments grossiers au large du Finistère, études morphométriques. *D. E. S. Géogr.*, Caen, 104 p., 4 pl.
- TAUBER H. (1965) - Recent developments in C^{14} dating. *Rep. Inter. Congr. Quaternary*, 1965, p. 729 - 742.
- TAVERNIER R. (1948) - Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. LVII, p. 609 - 641.
- TERS M. (1961) - La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. *C.N.R.S., Oberthur (Rennes)*, 598 p., 13 pl., 50 fig.
- TERS M. et FARA A. (1968) - Sur quelques gisements de haut-niveau marin entre la Loire et la Sèvre-Niortaise. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 5, (1), p. 19 - 43.
- TERS M. et PINOT J.P. (1969) - Littoral atlantique. *Livret-guide de l'excursion A 10, VIII^e Congr. I.N.Q.U.A., Paris, 1 969 - 110 p.*

- THEOBALD N. et GAMA A. (1969) - *Stratigraphie. Eléments de Géologie historique*. 422 p., Douin et Derren édit., Paris.
- THOULET M. (1910) - *Etude des fonds marins de la Baie de Seine*. Ann. Hydrog., p. 53 - 78, 1 carte.
- THOULET M. (1922) - *Carthe lithologique sous-marine des côtes de France*. Chalamel, édit., Paris.
- TRASK P.D. (1932) - *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Gulf. Publ. co, Houston, Texas, 323 p.
- TRICART J. (1958) - *Méthode améliorée pour l'étude des sables*. Rev. de Géomorph. Dyn., IX, n° 3 - 4.
- TRICART J. et SCHAEFFER R. (1950) - *L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion*. Rev. Géomorph. Dyn., (I), p. 151 - 179.
- VATAN A. (1947) - *La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris maridional*. Edit. Toulousaines de l'Ingénieur, Toulouse, 215 p.
- VATAN A. (1967) - *Manuel de sédimentologie*. Edit. Technip., Paris, 397 p.
- VAN ANDEL T.H. (1964) - *Recent marine sediments of gulf of California*. Mar. Geol. of Gulf of California, a symposium. Mem. Amer. Ass. Petr. Geolog., n° 3, p. 216 - 310.
- VAN CAMPO (1969) - *Végétation würmienne en France. Données bibliographiques. Hypothèses*. Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., études françaises sur le Quaternaire, VIII° congrès de l'I.N.Q.U.A., p. 104 - 111.
- VAN DER HAMMEN T., MAARLEVELD G., VOGEL J.C. et ZAGWIJN W.H. (1967) - *Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands*. Geol. Mijnbouw, vol. 46, p. 79 - 95.
- VANNEY J.R. (1964) - *Morphologie sous-marine du Mor-Bras*. Cah. Océanogr., XIV, 7, p. 529 - 546.
- VANNEY J.R. (1965) - *Etude sédimentologique du Mor-Bras*. Mar. Geol., (3), 3, p. 195 - 222.
- VANNEY J.R. (1969) - *Le Précontinent du Centre du Golfe de Gascogne. Recherches géomorphologiques*. Thèse Géogr., Paris, Ecole Prat. Htes. Et., Dinard, mém., n° 16, 365 p., 56 fig., 4 tab.
- VAN STRAATEN L.M. (1965) - *Sedimentation in the North-Western part of the Adriatic sea*. Proc. of the 7 th symp. of the Colston Res. Soc., Univer. of Bristol, Colston papers, vol. 17, p. 143 - 162.
- VAN VEEN J. (1936) - *Les explorations dans le Pas-de-Calais faites en rapport avec le régime des côtes néerlandaises*. Onderzoekingen in de Hoofden. Algemeene Landsdrukkerij, Thèse, La Haye, 252 p.
- VASSEUR G. (1877) - *Sur les dépôts éocènes de Campbon (Loire-Inférieure)*. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), III, p. 166 - 176.
- VASSEUR G. (1881) - *Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale*. Stratigraphie. Masson et Cie., édit., Paris, 432 p.

- VATTIER G. (1956) - *Le Trias entre Carentan et Falaise*. D.E.S., ronéot., Géol., Caen, 97 p. Résumé de Pareyn C. in Bull. Soc. Linn. Norm., 1959, (9), 10, p. 120 - 123.
- VEENSTRA H.J. (1965) - *Geology of the dogger Bank area, North Sea*. Mar. Geol., 3, p. 245 - 262.
- VEILLET A. (1959) - *Dragage de deux dents de Mammouth dans la Manche orientale*. Bull. Soc. Sc., Nancy, XIX, n° 2-3, p. 109 - 112.
- VELAIN C. (1886) - *Note sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande*. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XIV, p. 569 - 574.
- VERGER F. (1963) - *Les techniques d'analyse granulométrique*. Mém. et doc. du Cent. de doc. cart. et géogr. du C.N.R.S., t. IX, 1, p. 1 - 64.
- VERGER F. (1968) - *Marais et wadden du littoral français*. Thèse géogr., Paris. Biscaye Fr., imp., Bordeaux, 541 p.
- VERGER F. (1969) - *Côtes et plates-formes de l'Ouest de la France dans leurs relations réciproques au Quaternaire*. Coll. sur les riv. et plat. cont. dans leur rel. réc. au Quat., VIII° cong. I.N.Q.U.A., Paris, 1969, sous presse.
- VERGER F. et FLORSCHUTZ F. (1960) - *Sur l'existence à Fromentine (Vendée) d'une couche de tourbe au début de l'Atlantique*. C.R. Ac., t. 251, p. 891 - 893.
- VERGNAUD-GRAZZINI C. et HERMAN ROSENBERG Y. (1969) - *Etude paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée orientale*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. XI, 3, p. 279 - 292.
- VIEILLARD E. et DOLLFUS G. (1875) - *Etude géologique des terrains crétacés et tertiaires du Cotentin*. Bull. Soc. Linn. Norm., (2), 9, p. 5 - 181.
- VIGARIE A. (1964) - *Etude critique de la documentation sur l'évolution morphologique de l'Estuaire de la Seine*. Thèse compl., Paris, ronéot., 239 p., 34 pl.
- VIGARIE A. (1965) - *Les modalités du remblaiement alluvial dans l'Estuaire de la Seine*. Cah. Océanog., XIV, 5, p. 301 - 330.
- VOISIN S. (1959) - *Etude des minéraux lourds des sables côtiers de la Basse-Normandie de Cabourg à Genest*. D.E.S., Paris, ronéot., 29 p., 1 carte.
- VOLMAT J. (1929) - *Les érosions du littoral du Calvados et les attérissements de l'Estuaire de la Seine*. 22° cah. Rech. Hydr. sur le rég. des côtes. 39 p., 1 pl., Imp. Nat., Paris.
- WELSCH J. (1929) - *Sur la pénétration des Orbitolines dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris au Cénomaniens par le Déroit du Poitou et sur Ostrea vultur Coquand*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 78 - 79.
- WEST R.G. (1963) - *Problems of the British Quaternary*. Proc. of the Geol. Ass. vol. 74, p. 147 - 186.
- WEST R.G. et SPARKS B.W. (1960) - *Coastal interglacial deposits of the English Channel*. Phil. Trans. Roy. Soc., London, n° 701, vol. 243, p. 95 - 133.

- WHITEHOUSE V.G., JEFFREY L.M. et DEBRECHT J.D. (1960) - Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Clays and clay minerals*. 7th Nat. cont., 1958, p. 1 - 80.
- WHITTARD F. (1962) - *Geology of the Western approaches of the English Channel : a progress report*. Proc. Roy. Soc., London, A, vol. 265, p. 395 - 406.
- WILLS L.J. (1951) - *A palaeogeographical atlas of the British isles and adjacent parts of Europe*. Blackie, London and Glasgow, 64 p.
- WOOLRIDGE S. (1926) - The structural evolution of the London basin. Proc. Géol. Ass., t. 37, p. 162 - 196.
- WOOLRIDGE S. (1927) - The Pliocene history of the London basin. Proc. Geol. Ass., t. 38, p. 49 - 132.
- WORTH H. (1908) - The dredgings of the marine biological association (1895 - 1906) as a contribution to the knowledge of the geology of the English Channel. Journ. Mar. Biol. Ass., U.K., N.S., t. VIII, 2, p. 118 - 188.
- WORTH R.N. (1886) - On the existence of a submarine triassic outlier in the English Channel, of the Lizard. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. XLII, p. 313.
- WORTH R.N. (1891) - Additional notes on the Cornish Trias. Trans. of the Roy. Geol. Soc. of Cornwall, Plymouth, vol. XI, part V, p. 338 - 346.
- WRIGHT H.E. (1961) - Late Pleistocene of Europe : a review. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, n° 6, p. 933 - 984.
- ZENKOVITCH V.P. (1960) - Fondements principaux d'une théorie sur la formation de structures d'accumulation dans la zone littorale. Cah. Océanogr. XII, 3, p. 162 - 183.
- ZENKOVITCH V.P. (1965) - Buts et principaux axes de recherches des études sur les zones maritimes littorales. Cah. Océanogr. XIV, 9, p. 605 - 624.
- ZEUNER F.E. (1952) - Pleistocene shore-lines. Geol. Rundschau., Stuttgart, t. 40, p. 39 - 50.
- ZUBAKOV V.A. (1969) - La chronologie des variations climatiques au cours du Pléistocène en Sibérie occidentale. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. XI, 3, p. 315 - 324.

CARTES UTILISEES

1 - CARTES DE NAVIGATION.

a) Service Hydrographique de la Marine, Paris.

- La Manche au 1/797 000 : n° 5 400.
- La Manche au 1/394 050 : de Cherbourg à Ostende et de l'île de Wight à la Tamise : n° 5 085.

- De l'Ile de Bréhat à Barfleur au 1/241 640 : n° 878.
- De la Pointe de Barfleur au Cap de la Hève au 1/116 780 : n° 944.
- De la Pointe de Barfleur à Grandcamp au 1/44 730 : n° 847.
- De la Pointe de la Percée à Courseulles au 1/44 730 : n° 5 515.
- De l'Anse de Vauville au Cap Lévy au 1/44 500 : n° 845.
- Abords de Trouville au 1/15 000 : n° 5 530.
- Rade et Port de Caen au 1/14 400 : n° 891.
- Minutes d'écriture de sondes en Baie de Seine et à la périphérie du Cotentin : levés de MM. Driencourt (1907 - 1909), Fichot (1913 - 1914), Cot (1920), Courtier (1921 - 1922), Chatel (1948-1949), Brémond (1949 - 1952), Anthoine (1949 -1950), Grousseau (1951 - 1952), Lefur (1956), Martano (1963).
- Cartes des courants de marée : Manche, entrée de la Manche et de la Mer du Nord en 13 feuilles.

b) Hydrographic Office, London.

Decca chart, chain 1 :

- Prawle point to Hengistbury head au 1/150 000 : n° L(D1)2 254.
- Cherbourg to Cap d'Antifer au 1/150 000 : n° L(D1)2 613.
- The Channel Islands and adjacent coast of France au 1/150 000 : n° L(D1)2 669.
- Cap de Flamanville to Isles St-Marcouf au 1/72 400 : n° L(D1) 1 106.

2 - CARTES TOPOGRAPHIQUES :

Institut Géographique National, Paris.

- Feuilles au 1/100 000 de Cherbourg, Saint-Vaast-la-Hougue, Carentan, Caen et Le Havre.
- Feuilles au 1/50 000 de Cherbourg, Saint-Vaast-la-Hougue, Sainte-Mère-Eglise, Grandcamp, Courseulles, Caen et Le Havre.
- Feuilles au 1/25 000 de Saint-Vaast-la-Hougue, Cherbourg, Cap de la Hague, Les Pieux.

3 - CARTES GEOLOGIQUES :

Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

- Feuille Cherbourg - Rennes au 1/320 000.
- Feuilles au 1/80 000 de : Les Pieux (16), Cherbourg (17), Yvetot (19), Saint-Lô (28), Caen (29), Lisieux (30).
- Feuilles au 1/50 000 de Cherbourg, Saint-Vaast-la-Hougue, Lisieux, Le Havre.

4 - AUTRES CARTES OU DOCUMENTS :

- Carte magnétique de France au 1/1 000 000, feuille nord.

- Carte gravimétrique de France au 1/1 000 000, feuille nord.
- Carte gravimétrique au 1/320 000 : feuille Cherbourg - Rennes.
- Carte lithologique sous-marine des Côtes de France par J. Thoulet, Challamel, Paris : feuilles 4, 5 et 6 de Saint-Valéry-en-Caux à Carteret.
- Photographies aériennes : Institut Géographique National, Paris :
Missions 1955 de: Les Pieux - Saint-Vaast-la-Hougue, Bricquebec - Grandcamp-les bains, La Haye-du-Puits - Bayeux,
Missions 1964 de Courseulles, Bayeux - Brionne,
Mission 1965 de Bricquebec - Grandcamp-les-bains.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation du périmètre étudié et localisation des principaux travaux concernant la Manche	3
Fig. 2 - Cadre Morphologique	5
Fig. 3 - Cadre géologique	(6) ⁽¹⁾
Fig. 4 - Vitesses maxima des courants de marée en Manche	9
Fig. 5 - Carte des stations	(14)
Fig. 6 - Etat des connaissances en 1962 (Manche centrale et Baie de Seine)	21
Fig. 7 - Les terrains antécambriens au N et à l'E du Cotentin	24
Fig. 8 - Morphologie sous-marine aux abords de la Hague	25
Fig. 9 - Le Paléozoïque au NW du Cotentin	30
Fig. 10 - Les contours du Massif granitique de Barfleur	(34)
Fig. 11 - Morphologie sous-marine au large du Massif granitique de Barfleur	(36)
Fig. 12 - Le Massif granitique de Barfleur : sa morphologie, ses rapports avec les couches géologiques adjacentes et aspects de la sédimentation actuelle sur la partie immergée	(36)
Fig. 13 - Le Trias et le Lias au N du Cotentin	(46)
Fig. 14 - Le Bathonien de la Baie de Seine	(54)
Fig. 15 - Le Bathonien et le Jurassique supérieur en Manche centrale	(58)
Fig. 16 - Le Crétacé supérieur en Manche centrale	(64)
Fig. 17 - Les terrains tertiaires en Manche centrale	(76)
Fig. 18 - Le Lutétien supérieur au large du Cotentin	(84)
Fig. 19 - Ecorché géologique (Manche centrale et Baie de Seine)	(90)
Fig. 20 - Carte géologique sous-marine au NE du Cotentin	(90)
Fig. 21 - Les déformations tectoniques de la couverture posthercynienne	93
Fig. 22 - Principales phases de l'évolution paléogéographique de la Manche	(98)
Fig. 23 - Schéma montrant la mise en place et le remaniement probables des terrasses marines quaternaires	116
Fig. 24 - Répartition des silex, morphoscopie et morphométrie	(128)

(1) Les numéros entre parenthèses s'appliquent aux dépliant non paginés, ils correspondent à la page qui précède chacun d'eux.

Fig. 25 - Répartition des poudingues à ciment calcaire	133
Fig. 26 - Eléments de morphologie : paléovallées, fosses, morphologie littorale	(136)
Fig. 27 - Fosse du Cotentin et fosses annexes	143
Fig. 28 - Tardiglaciaire et Postglaciaire d'Asnelles : situation et coupes stratigraphiques	150
Fig. 29 - Tardiglaciaire et Postglaciaire d'Asnelles : principaux caractères des dépôts	(152)
Fig. 30, 31 et 32 - Tardiglaciaire et Postglaciaire d'Asnelles : diagrammes polliniques des sondages 1, 2 et 3	(154)
Fig. 33 - Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires dans la région étudiée	156
Fig. 34 - Analyse pollinique de dépôts organiques postglaciaires recueillis en forages à Cherbourg et dans la région havraise	158
Fig. 35 - Courbe des modifications relatives du niveau marin au cours de l'Holocène pour le Nord et l'Ouest de la France	163
Fig. 36 - Modifications du niveau marin au cours de l'Holocène : courbes comparatives	166
Fig. 37 - Répartition des galets (éléments supérieurs à 2 cm)	(178)
Fig. 38 - Répartition des gros galets (éléments supérieurs à 5 cm)	(178)
Fig. 39 - Répartition et nature des graviers dans les sédiments ...	(178)
Fig. 40 - Répartition des galets de roches calcaires	(180)
Fig. 41 - Répartition des galets de roches endogènes et de quartz ..	(180)
Fig. 42 - Répartition des galets de grès et de quartzites	(180)
Fig. 43 - Composition des sables et des graviers	(182)
Fig. 44 - Composition des sables et des graviers dans la partie occidentale de la Baie de Seine	(182)
Fig. 45 - Teneurs des sédiments en sables et en feldspaths	(184)
Fig. 46 - Teneurs des sédiments en sablons et en pélites	(184)
Fig. 47 - Morphoscopie des sables (Manche centrale et Baie de Seine)	(186)
Fig. 48 - Morphoscopie des sables au large du Cotentin	(186)
Fig. 49 - Répartition de la glauconie dans les sédiments actuels ..	(190)
Fig. 50 - Relation entre le pourcentage de particules fines (< 200 μ) et la teneur en micas de la fraction décalcifiée du tamis 70 (230 à 330 μ) dans les sédiments fins de la Baie de Seine	193

Fig. 51 - Répartition de la hornblende	196
Fig. 52 - Répartition des pyroxènes (principalement de l'Augite)	198
Fig. 53 - Répartition des minéraux ubiquistes	200
Fig. 54 - Principales associations de minéraux lourds	204
Fig. 55 - Histogrammes comparés de la teneur en calcaire du sédiment entier et de sa fraction pélitique pour 88 échantillons ...	206
Fig. 56 - Localisation des échantillons étudiés aux Rayons X	210
Fig. 57 - Répartition des coquilles dans la fraction grossière des sé- diments (au-dessus de 2 cm).....	(218)
Fig. 58 - Répartition des fragments phycogènes dans la fraction grave- lo-sableuse (au-dessus de 1 mm)	(222)
Fig. 59 - Quelques indications faunistiques d'intérêt sédimentologique	(222)
Fig. 60 - Répartition du calcaire dans les sédiments (fraction infé- rieure à 2 cm)	(224)
Fig. 61 - Relation entre la teneur en calcaire des sédiments et leur médiane (partie occidentale de la Baie de Seine)	226
Fig. 62 - Répartition des sédiments en Manche centrale et en Baie de Seine	(240)
Fig. 63 - Répartition des sédiments au large de Cherbourg	(240)
Fig. 64 - Répartition des sédiments dans la partie occidentale de la Baie de Seine	(240)
Fig. 65 - Carte de répartition des principaux faciès (Manche centrale et Baie de Seine)	(246)
Fig. 66 - Carte de répartition des principaux faciès au N du Cotentin	(248)
Fig. 67 - Courbes cumulatives enveloppes et courbes moyennes des pour- centages cumulés pour les dépôts caillouteux	255
Fig. 68 - Courbes cumulatives enveloppes et courbes moyennes des pour- centages cumulés pour les dépôts graveleux et les sédiments zoogènes grossiers	256
Fig. 69 - Courbes cumulatives enveloppes et courbes moyennes des pour- centages cumulés pour les sables zoogènes	257
Fig. 70 - Courbes cumulatives enveloppes et courbes moyennes des pour- centages cumulés pour les sables terrigènes	258
Fig. 71 - Courbes cumulatives enveloppes et courbes moyennes des pour- centages cumulés pour les sédiments vaseux. Courbes moyennes des pourcentages cumulés pour toutes les sous-zones sédimen- taires de la région	259
Fig. 72 - Courbes de fréquence de quelques sédiments entiers (partie occidentale de la Baie de Seine)	260
Fig. 73 - Carte de répartition des médianes	(262)

Fig. 74 - Relation entre la moyenne ($\bar{x}$) et l'indice de dispersion ($\surd$ 68)	262
Fig. 75 - Courbes cumulatives comparées de l'échantillon entier et de sa fraction décalcifiée pour 8 stations choisies dans des sous-zones sédimentaires différentes	264
Fig. 76 - Courbes de fréquence des fractions terrigène et organogène par zones sédimentaires	268
Fig. 77 - La répartition dimensionnelle des particules organogènes et terrigenes dans les dépôts de surface	272
Fig. 78 - La répartition dimensionnelle des constituants des sédiments meubles : bilan et échantillons recueillis en forage dans la région havraise	274
Fig. 79 - Principaux traits de la courantologie	280
Fig. 80 - Vitesse V de début d'entraînement du sable de diamètre D en fonction de la profondeur (sédiments non cohésifs)	284
Fig. 81 - Vitesses critiques d'érosion de différentes vases plus ou moins compactes	284
Fig. 82 - Répartition du percentile 84	(288)
Fig. 83 - Bancs sableux de Barfleur	290
Fig. 84 - Bancs sableux au N du Cotentin : courbes granulométriques .	292
Fig. 85 - Bancs de sable fin de la Baie de Seine : courbes granulomé- triques	294
Fig. 86 - Morphologie des bancs sableux de la partie occidentale de la Baie de Seine	(296)
Fig. 87 - Les courants de marée dans la partie orientale de la Baie de Seine	298
Fig. 88 - Régime et résultantes des vents sur le littoral normand ...	302
Fig. 89 - Limite entre l'action dominante des houles et celle des cou- rants de marée dans la partie occidentale de la Baie de Sei- ne grâce à l'étude de la répartition des médianes	306
Fig. 90 - Limite d'action dominante des houles dans la partie occiden- tale de la Baie de Seine	307
Fig. 91 - Orthogonales de houles en Baie de Seine obtenues par la cons- truction de 4 plans de vagues	312
Fig. 92 - Evolution probable des lignes de rivages au cours du Flandrien	324
Fig. 93 - Evolution de la répartition granulométrique des dépôts au cours de la transgression flandrienne : représentation sché- matique et hypothétique pour la partie occidentale de la Baie de Seine	327
Fig. hors texte (placée à la fin du mémoire) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 : feuille de Saint-Vaast-la-Hougue	

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1 - Chronologie des missions réalisées	13
Tab. 2 - Tableau de corrélation des formations du Kimméridgien-Portlandien de la Manche centrale et des régions voisines ...	62
Tab. 3 - Répartition des principales espèces de Foraminifères trouvées dans les résidus de lavage de 4 échantillons du Crétacé supérieur	71-72
Tab. 4 - Corrélations proposées entre les étages définis par E. Emilian, les subdivisions du Tyrrhénien et celles du Normannien	121
Tab. 5 - Subdivisions et corrélations des périodes tardiglaciaire et postglaciaire	152
Tab. 6 - Tableau résumé de l'histoire de la Manche au Pléistocène supérieur et à l'Holocène	(170)
Tab. 7 - Principales opérations effectuées sur les sédiments meubles	176
Tab. 8 - Le cortège argileux des sédiments actuels de la Baie de Seine et du littoral du Cotentin	(210)
Tab. 9 - Le cortège argileux des formations quaternaires de la région étudiée	(210)
Tab. 10 - Le cortège argileux des formations argileuses anciennes composant l'environnement géologique	(210)
Tab. 11 - Surfaces couvertes par les différentes sous-zones sédimentaires dans le périmètre étudié	240
Tab. 12 - Médianes et indices de dispersion des dépôts dans chaque sous-zone sédimentaire	254
Tab. 13 - Médianes comparées du sédiment entier et de ses fractions "insoluble" et calcaire pour les différentes sous-zones sédimentaires	266
Tab. 14 - Principales caractéristiques des vents en six stations du littoral bas-normand	303
Tab. 15 - Radioactivité naturelle de sables de plages dans la partie occidentale de la Baie de Seine	313

TABLE DES MATIERES

Avant-propos	
Sommaire	1
INTRODUCTION	2
<i>Première partie : GEOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX ET HISTOIRE QUATER- NAIRE</i>	19
Préambule	20
CHAPITRE I : LE SOCLE ARMORICAIN	22
- Les terrains antécambriens	23
- Les terrains paléozoïques	29
- Le Massif granitique de Barfleur	34
- Résumé et conclusions	40
CHAPITRE II : LA COUVERTURE POSTHERCYNIEENNE	43
- Les terrains triasiques	45
- Les terrains jurassiques	47
- Les terrains crétacés	63
- Les terrains tertiaires	76
- Résumé et conclusions	85
CHAPITRE III : L'ECORCHE GEOLOGIQUE ET LES TRAITS PRINCIPAUX DE L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA MANCHE DEPUIS LE TRIAS	88
- Ecorché géologique de la région étudiée	89
- Traits principaux de l'évolution paléogéographique de la Manche	96
CHAPITRE IV : L'HISTOIRE QUATERNAIRE	110
La période pléistocène	112
- Les dépôts antéflandriens sur le littoral normand- breton	112
- Les paléovallées et leur évolution	135
- Les fosses de la Manche centrale	142
La période holocène	149
- Le gisement d'Asnelles-Belle-Plage	151
- Les dépôts postglaciaires de la région étudiée	155
- La transgression flandrienne	162
Résumé et conclusions	169

<i>Deuxième partie : LA COUVERTURE DE DEPOTS MEUBLES</i>	173
Préambule	174
CHAPITRE V : LA FRACTION TERRIGENE DES SEDIMENTS	177
- Les rudites	179
- Les arénites	185
- Les lutites ou pélites	205
- Résumé et conclusions	215
CHAPITRE VI : LA FRACTION ORGANOGENE DES SEDIMENTS ET LEUR TENEUR EN CALCAIRE	217
- Composition de la fraction organogène : ses rapports avec le peuplement des fonds	218
- La fraction calcaire des sédiments	224
- Résumé et conclusions	226
CHAPITRE VII : LA CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS, ZONEO GEOGRAPHIE ET FACIES SEDIMENTAIRES	231
- Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 : feuille de Saint-Vaast-la-Hougue	232
- Cartographie des sédiments par zones sédimentaires ...	236
- Faciès sédimentaires et répartition	245
- Résumé et conclusions	249
CHAPITRE VIII : LES CARACTERES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS ..	250
- Granulométrie des sédiments entiers	251
- Caractères granulométriques comparés de la fraction si- liceuse et de la fraction calcaire	265
- Répartition dimensionnelle des constituants lithoclas- tiques et bioclastiques : le stock sédimentaire dis- ponible	269
- Résumé	276
CHAPITRE IX : LA SEDIMENTATION ET LA MORPHOGENESE EN RELATION AVEC LES AGENTS HYDRODYNAMIQUES, EVOLUTION DU MODELE SEDIMENTAIRE	278
- Courants de marée et répartition des sédiments	279
- Bancs sableux et relations avec les courants de marée.	289
- Principaux caractères de la sédimentation côtière	301
- Mise en place et évolution du modèle sédimentaire au cours du Flandrien	323
- Conclusions	330
CONCLUSION GENERALE	333
BIBLIOGRAPHIE	349
TABLE DES FIGURES	388
LISTE DES TABLEAUX	392
TABLE DES MATIERES	393
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS TEXTE	

PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

~

- Pl. I - Quelques macrofossiles caractéristiques du Jurassique.
- Pl. II - Microfaciès du Jurassique.
- Pl. III - Microfaciès du Crétacé supérieur.
- Pl. IV - Microfaciès du Crétacé supérieur et du Lutétien supérieur.
- Pl. V - Enregistrements sparker en Baie de Seine (socle granitique, Trias, Jurassique inférieur et moyen).
- Pl. VI - Enregistrements sparker au N du Cotentin (Jurassique supérieur, Crétacé supérieur).
- Pl. VII - Enregistrements sparker en Manche centrale (principales déformations de la couverture postthercynienne).
- Pl. VIII - Enregistrements sparker à la périphérie du Cotentin (Dépressions, paléovallées, bancs).
- Pl. IX - Quaternaire (Molaire de Mammouth, cimentations calcaires).
- Pl. X - Faciès sédimentaires actuels (fonds rocheux).
- Pl. XI - Faciès sédimentaires actuels (cailloutis).
- Pl. XII - Faciès sédimentaires actuels (graviers).
- Pl. XIII - Faciès sédimentaires actuels (graviers et sables graveleux zoogènes).
- Pl. XIV - Faciès sédimentaires actuels (sables graveleux, sables fins, sédiments zoogènes).
- Pl. XV - Faciès sédimentaires actuels (sables fins, sablons, sables vaseux).
- Pl. XVI - La Baie des Veys (vue aérienne à marée basse).

PLANCHE I

QUELQUES MACROFOSSILES CARACTERISTIQUES DU JURASSIQUE

(Manche centrale et Baie de Seine)

- 1 et 2 - *Liogryphaea obliqua* (Goldf.) : Calcaire à Gryphées (Sinémurien), station 1 182 à l'E de Barfleur.
- 3 - *Spiriferina walcotti* (J. Sow.) : Calcaire à Gryphées (Sinémurien), station 135 au N du Cotentin.
- 4 - *Chlamys acutiradiata* (Münst.) : Calcaire à Gryphées (Sinémurien), station 781 à l'E de Barfleur.
- 5 - *Dactylioceras* sp. : Calcaire à Ammonites (Toarcien), station 1 018 au N du Cotentin.
- 6 - *Digonella* sp. : Caillasse de Reviers (Bathonien moyen), station 818 au N d'Arromanches.
- 7 - *Lopha costata* (J. Sow.) : Caillasse de Ranville (Bathonien supérieur), station 1 172 au N de Saint-Aubin.
- 8 - *Chlamys vagans* (J. Sow.) : Caillasse de Ranville (Bathonien supérieur), station 1 172 au N de Saint-Aubin.
- 9 - *Dictyothyris coarctata* (J. Sow.) : Caillasse de Ranville (Bathonien supérieur), station 820 au N d'Arromanches.
- 10 - *Kallirhynchia* cf. *concinna* (J. Sow.) : Caillasse de Ranville (Bathonien supérieur), station 1 172 au N de Saint-Aubin.
- 11 - *Polycyphus normannus* (Desor) : Pierre de Langrune (Bathonien supérieur), station 820 au N d'Arromanches.
- 12 - *Liostrea hebridica* (Forbes) : Marnes de Bavent (Callovien inférieur), station 1 323 au N de Port-en-Bessin.
- 13 - *Exogyra virgula* (Defrance) : Argiles à Exogyra virgula (Kimméridgien), station 642 en Manche centrale.
- 14 - *Archaeolepas suprajurensis* (De Loriol) : Schistes carton (Portlandien inférieur), station 640 en Manche centrale.
- 15 - *Pleuromya uniformis* (J. Sow.) : équivalent du Portland-stone (Portlandien supérieur), station 746 en Manche centrale.

Reproductions en grandeur naturelle, à l'exception de la figure 14 (X 8).

Remarque : Le numéro des stations auxquelles il est fait référence dans les légendes des planches photographiques est porté sur la figure 5.

PLANCHE I

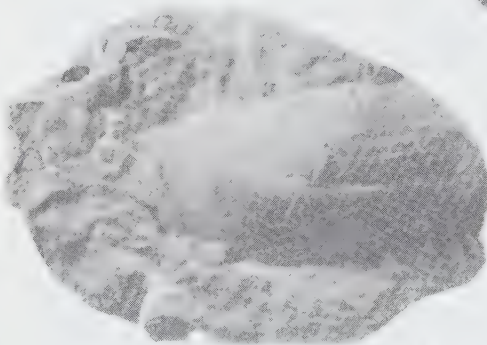
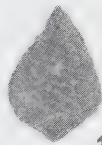
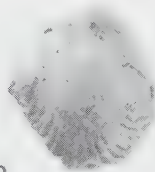
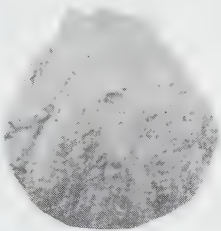
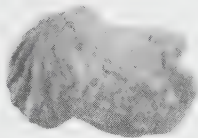
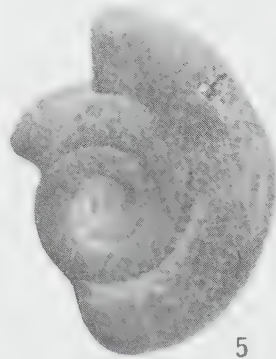
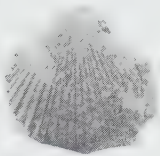
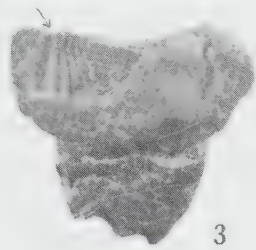
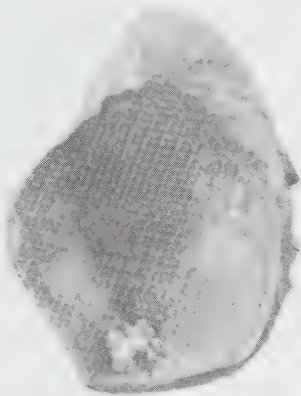
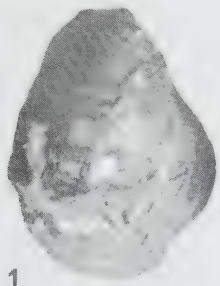
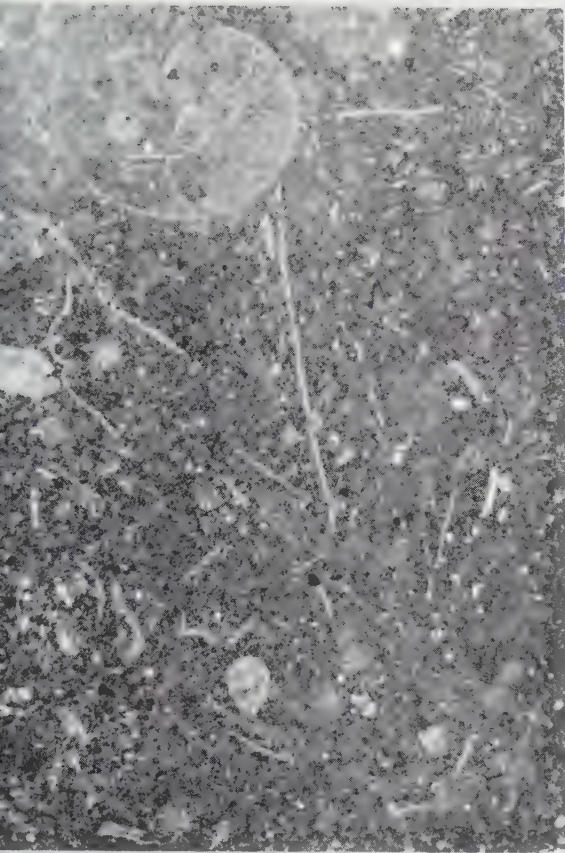


PLANCHE II

MICROFACIES DU JURASSIQUE

- 1 - Calcaire à Ammonites (Toarcien), station 124 au N du Cotentin : calcilutite à sections de tests de Lamellibranches pélagiques ("filaments"), de Gastéropodes, de Foraminifères (Nodésariidés), d'Ostracodes et de jeunes ammonites (Dactyliocératidés, Hildocératidés), rares spicules d'Eponges. La matrice très abondante contient de nombreuses *Schizosphaerella punctulata* Defl. et Dang. Le remplissage des tests est souvent phosphaté (x 50).
- 2 - Pierre de Langrune (Bathonien supérieur), station 527 c au NW de Ouistreham : calcarénite à Bryozoaires, Gastéropodes, Lamellibranches, Crinoïdes, Echinoïdes, Serpules, Brachiopodes, Polypiers, rares Foraminifères et Ostracodes. Le remplissage des tests est généralement une calcilutite avec pyrite plus ou moins oxydée. Les fragments squelettiques roulés se sont impressionnés mutuellement au cours de la compaction; certains débris sont oolithisés. Le ciment de calcite claire, microcristalline ou spathique, comble les pores (x 50).
- 3 - Calcaire lumachellique (Portlandien) à tests empilés et brisés de Lamellibranches benthiques (une ou deux espèces seulement). La calcite des tests est recristallisée. Le ciment de calcite microcristalline est peu abondant. Un liseré de pyrite souligne fréquemment le contour des tests (x 50) : station 69 entre le Cotentin et l'Ile de Wight.
- 4 - Calcaire silicifié à Characées (Purbeckien), station 72 entre le Cotentin et l'Ile de Wight : calcilutite à débris de tiges et gyrogonites de Characées, Gastéropodes d'eau douce (Planorbes, Limnées), Ostracodes, rares Lamellibranches. La roche est silicifiée : calcédonite et quartz épigénisent notamment les tests de Gastéropodes. Ce microfaciès est identique à celui des Chert-Beds des Middle Purbeck Beds connus sur la côte du Dorset (x 50).

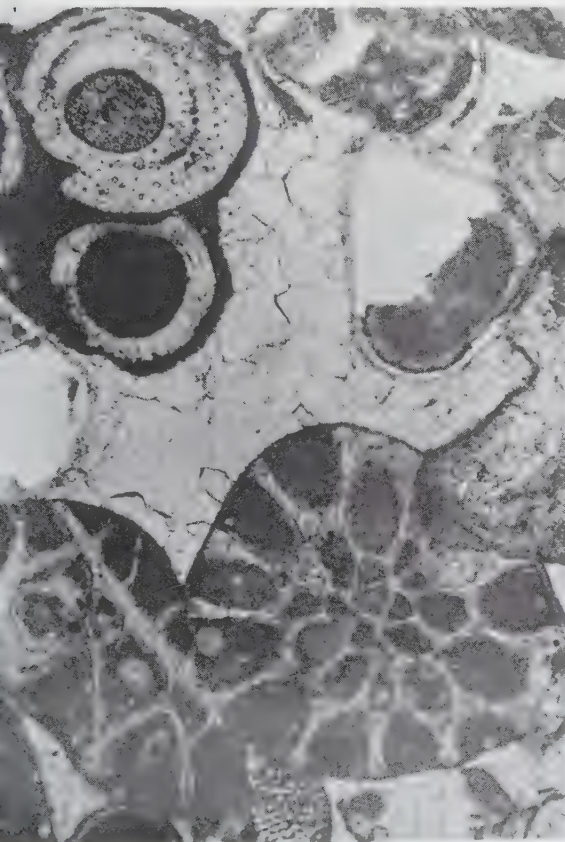
PLANCHE II



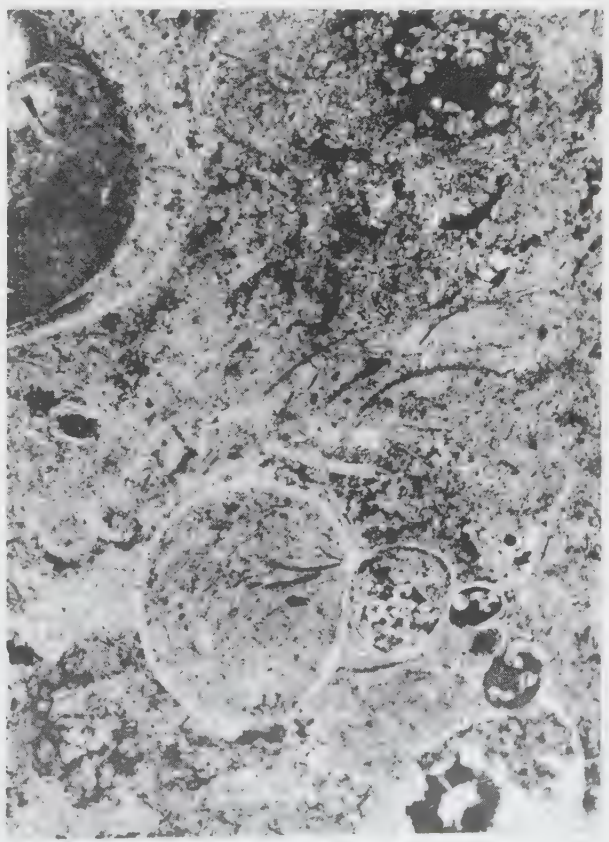
1



3



2



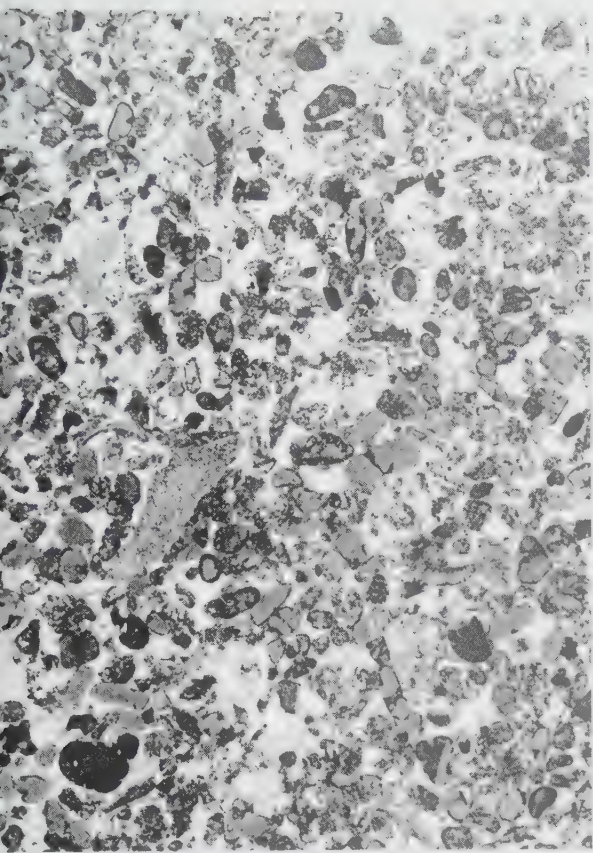
4

PLANCHE III

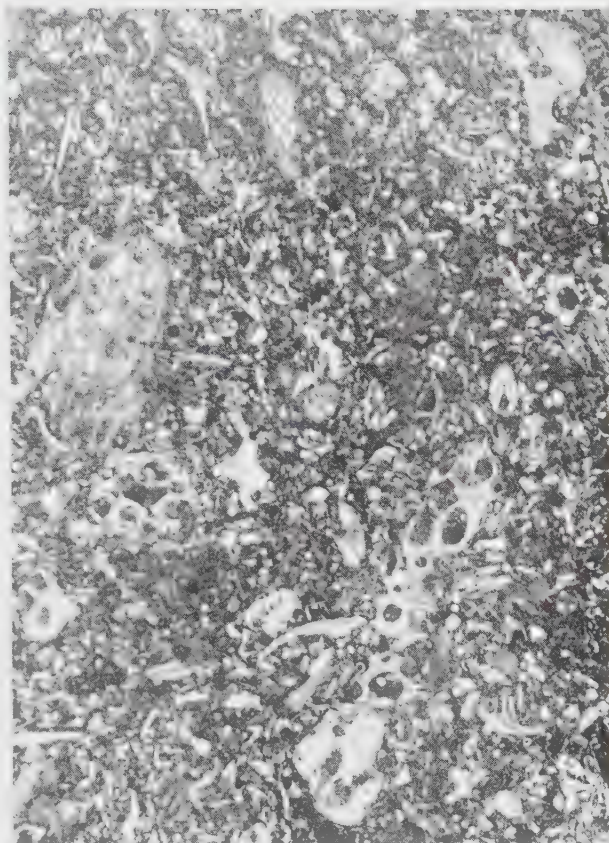
MICROFACIES DU CRETACE SUPERIEUR

- 1 - Calcaire quartzeux très glauconieux. Grains de glauconie à contour lobé; quelques uns en forme de "chenille". Organismes peu nombreux : débris d'Echinodermes, petits Foraminifères (Sénonien probable) : station 624 au N de la Hague, près du 50° parallèle (x 20).
- 2 - Calcaire crayeux à spicules calcifiés de Silicisponges. Quartz et glauconie rares. Débris d'Echinodermes, de Lamellibranches, de Bryozoaires. Foraminifères, *Calcisphaerula*, *Pithonella ovalis* (Kaufmann) (Sénonien probable); station 936 au NE de la Pointe de Barfleur (x20).
- 3 - Craie à Pithonelles et Bryozoaires. Quartz très petits et rares. Pas de glauconie. Foraminifères et nombreux *Calcisphaerula* (Maestrichtien supérieur) : station 1 000 dans l'Anse de Vauville (x 20).
- 4 - Craie cryptocristalline à *Calcisphaerula innominata* (Bonet), *Pithonella ovalis* (Kaufmann) et Foraminifères (Hétérohélicidés). Ni quartz, ni glauconie (Maestrichtien) : station 30 entre le Cotentin et l'Ile de Wigh (x 20).

PLANCHE III



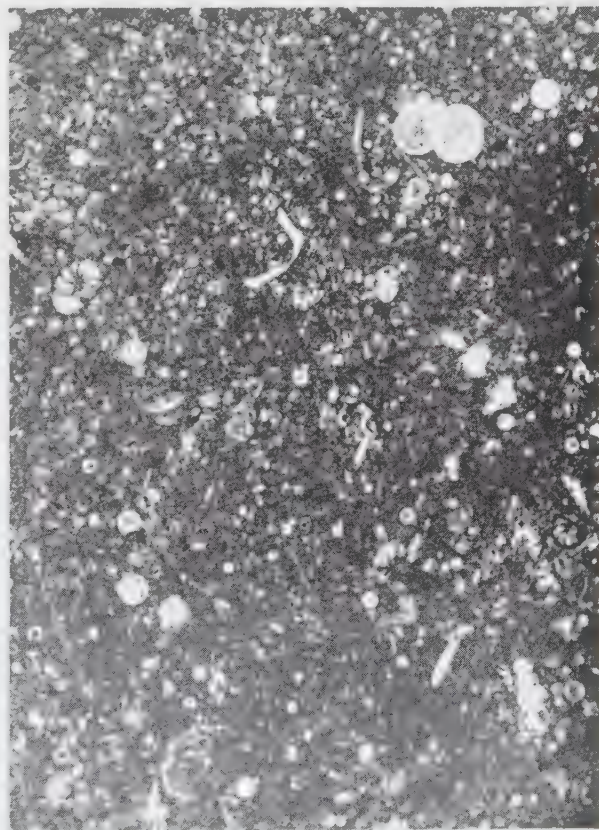
1



3



2



4

PLANCHE IV

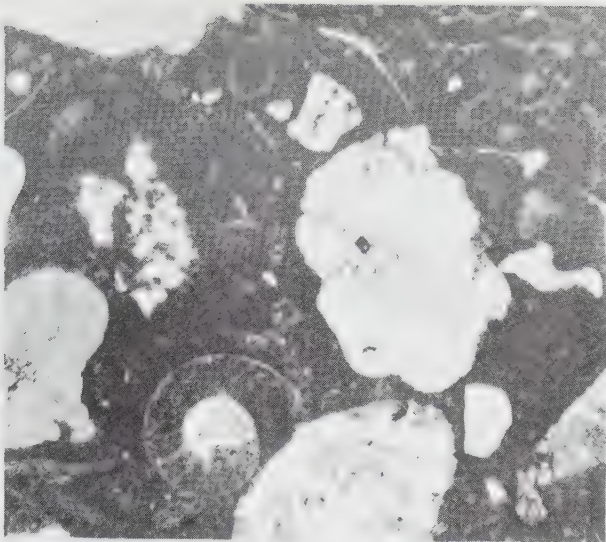
MICROFACIES DU CRETACE SUPERIEUR ET DU LUTETIEN SUPERIEUR

- 1 - Fragment de *Baculites cf anceps* (Lam.) extrait d'un calcaire graveleux, biodétritique recueilli à la station 979, au N de l'Anse Saint.Martin (x 2,2).
- 2 - Calcaire graveleux biodétritique à *Baculites cf anceps* (Lam.). Nombreux quartz plus ou moins émoussés et cariés. Protoconque d'ammonite et débris d'Ostracodes, de Lamellibranches et d'Echinodermes (Maestrichtien): station 979 au N de l'Anse Saint.Martin (x 50).
- 3 - Calcaire crayeux à *Planorbulina cretae* (Marsson) en section transverse. Présence de *Calcisphaerula* sp. et *Pithonella ovalis* (Kaufmann) (Maestrichtien) : station 726 à E NE de la Pointe de Barfleur (x 35).
- 4 - *Alveolina* gr. *elongata* d'Orbigny dans un calcaire à Foraminifères (Lutétien supérieur) : station 855 c au NE de la Pointe de Barfleur (x 50).
- 5 - Calcaire biodétritique à Algues, *Gyroïdinella magna* Y. Le Calvez, (section subaxiale), *Fabiana cassis* (Oppenheim): section axiale, ciment calcitique cristallin (Lutétien supérieur) : station 981 à la sortie du Raz Blanchart (x 17).
- 6 - Calcaire biodétritique à Miliolidés, Rotalidés et ciment calcitique cristallin (Lutétien supérieur) : station 853 c au NE de la Pointe de Barfleur (x 50).
- 7 - Calcaire biodétritique à *Alveolina boscai* (Defrance) et "*Opertobitolites* gr. *biplanus* Lehmann (Lutétien supérieur) : station 985 dans l'Anse de Vauville (x 19).
- 8 - Calcaire quartzeux à *Nummulites cf. aturicus* Joly et Leymerie, (section axiale) (Lutétien supérieur) : Station 150 au N NW de Cherbourg (x 17).

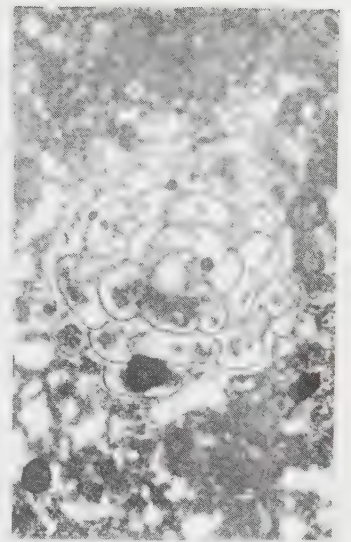
PLANCHE IV



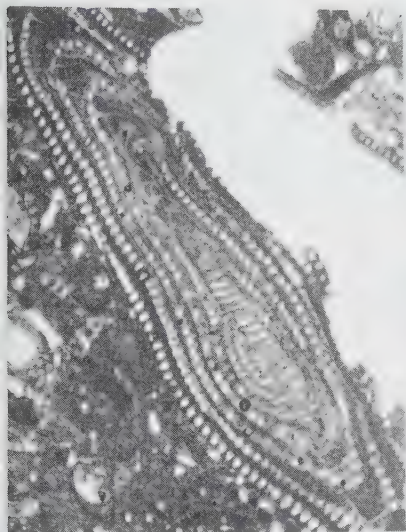
1



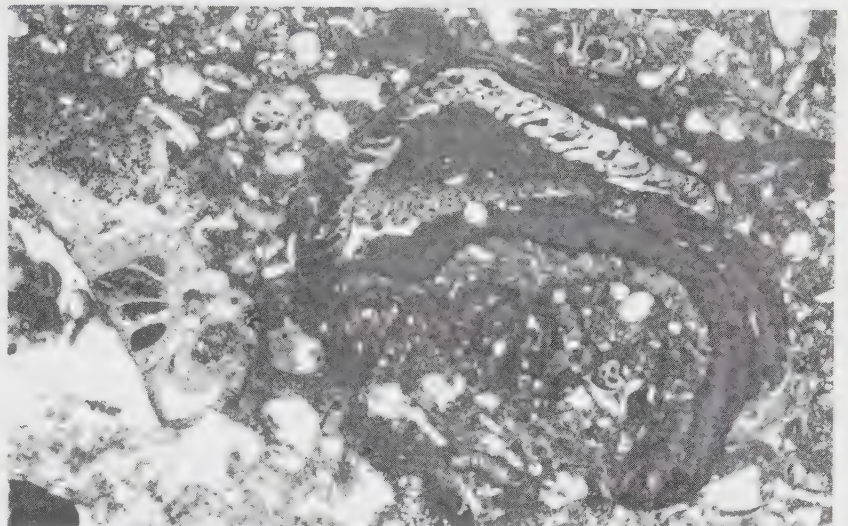
2



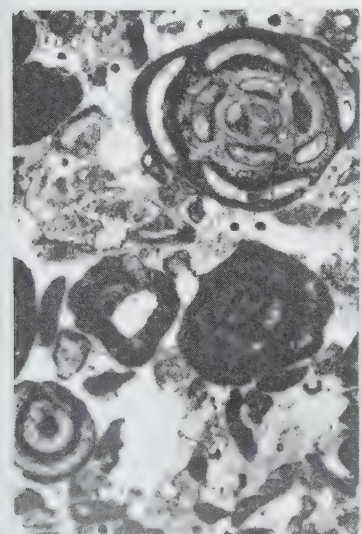
3



4



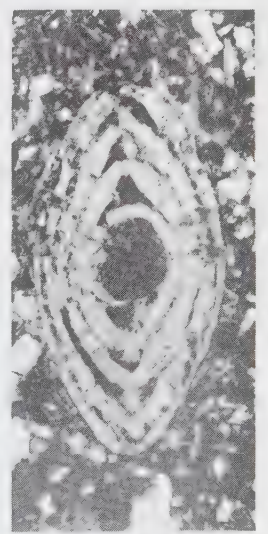
5



6



7



8

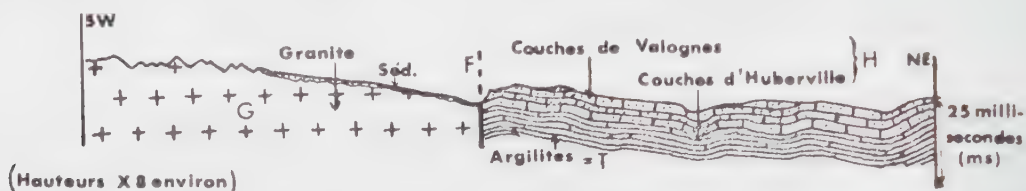
PLANCHE V

ENREGISTREMENTS SPARKER en Baie de Seine (1)

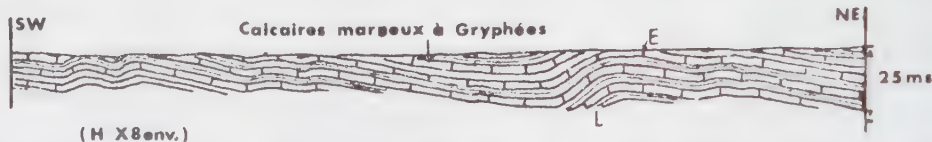
(Socle granitique, Trias, Jurassique inférieur et moyen)

- 1 - Profil SW - NE, à une dizaine de kilomètres à l'ENE de Saint-Vaast-la-Hougue : Contact par faille (F) entre le Granite de Barfleur (G = faciès à deux micas de la partie orientale) et les terrains secondaires (T = Trias, H = Hettangien).

A l'extrémité gauche de l'enregistrement, le fond irrégulier correspond à l'affleurement du socle granitique. Ce dernier est recouvert d'une mince couche de dépôts meubles plus à l'Est. Sur les terrains sédimentaires, la surface d'érosion est une surface structurale établie sur les calcaires gréseux ou les calcaires oolithiques de l'Hettangien (Couches de Valognes). Noter le petit abrupt de faille au contact du granite et des calcaires hettangiens.

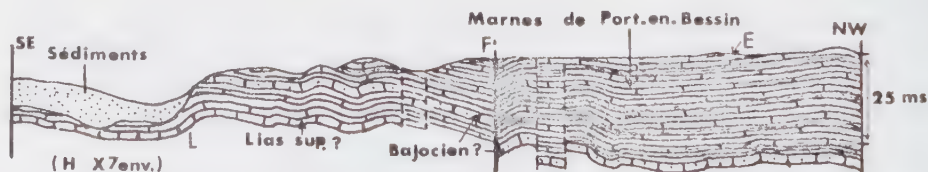


- 2 - Profil SW - NE à 11 km environ à l'E de Barfleur : Calcaires marneux à Gryphées du Sinémurien légèrement inclinés vers le Nord-Est (1 degré environ), présentant localement des flexures (L). Surface d'érosion (E) presque plane et horizontale.

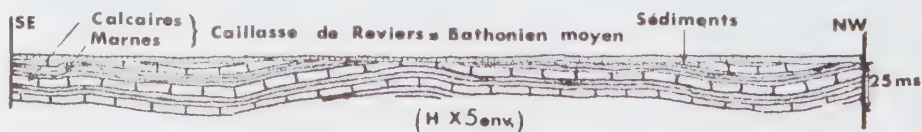


- 3 - Profil SE-NW, à une vingtaine de kilomètres à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue : petits accidents (flexure : L et failles : F) dans la couverture secondaire de la Baie de Seine constituée par les Marnes de Port en Bessin (P) reposant sur les assises calcaires à réflexions plus énergiques (Calcaires à Spongiaires du Bajocien ? Lias supérieur ?).

A l'extrémité gauche du profil, la dépression, partiellement comblée par des sédiments, est en relation avec la flexure (L).

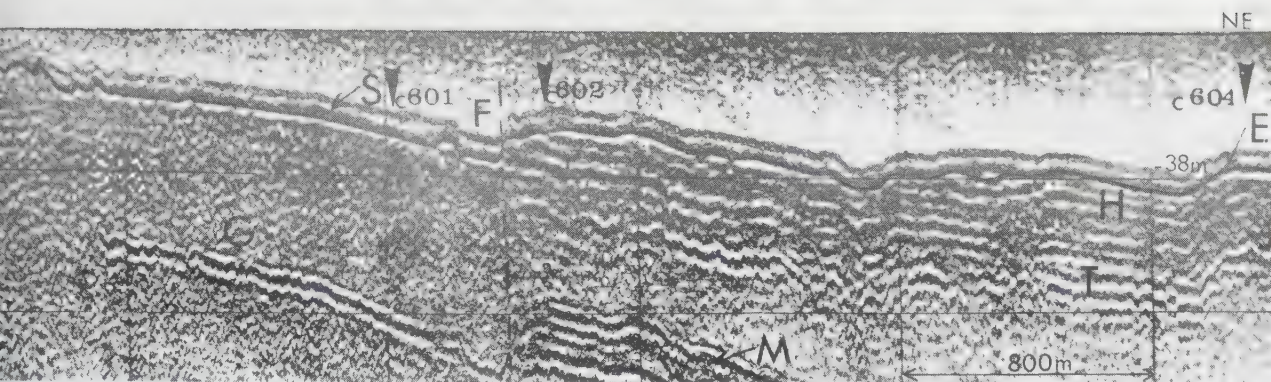


- 4 - Profil SE-NW à une dizaine de kilomètres au N d'Arromanches : ondulations de la couverture bathonienne formée d'une alternance de calcaires à grain fin et de calcaires marneux (caillasse). Surface d'érosion plane, mince couche de sédiments (S) : sables zoogènes graveleux.

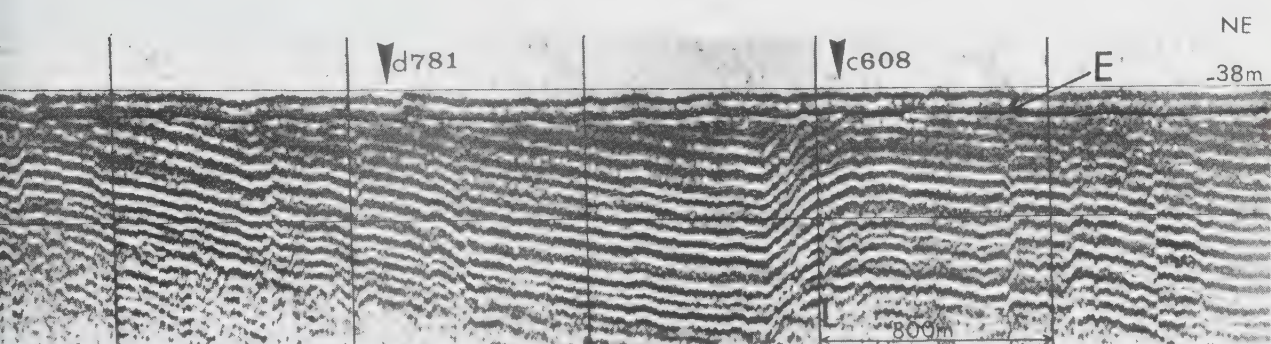


- (1) Les planches V, VI, VII et VIII donnent des reproductions photographiques de bandes d'enregistrement à l'étinceloir, obtenues par le Centre National pour l'Exploitation des Océans au cours de la campagne de reconnaissance géologique

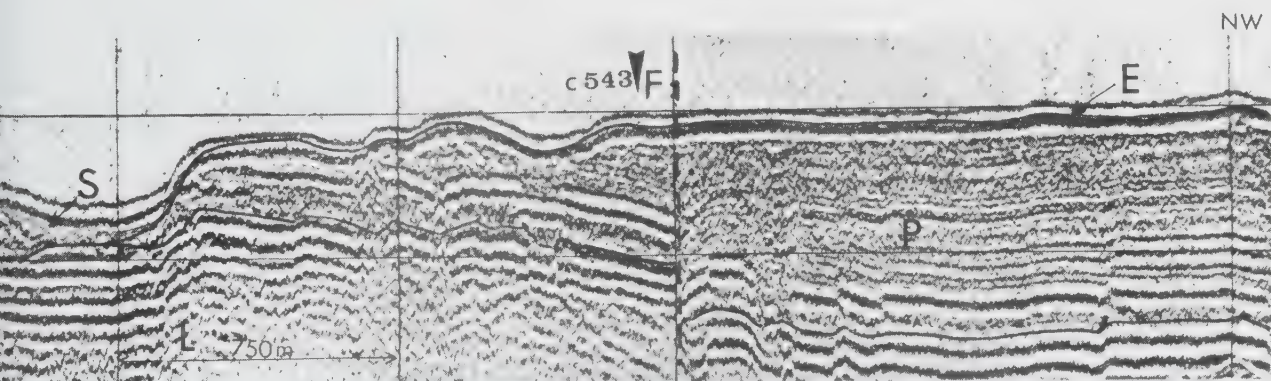
PLANCHE V



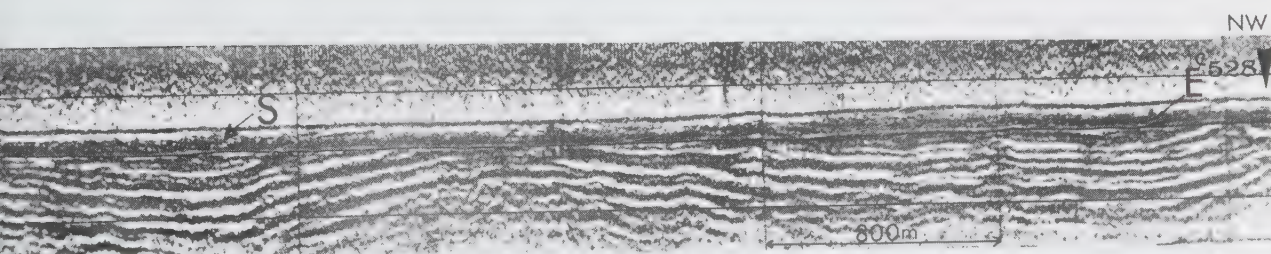
1



2



3

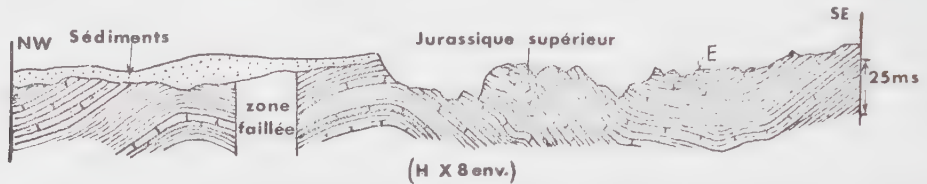


4

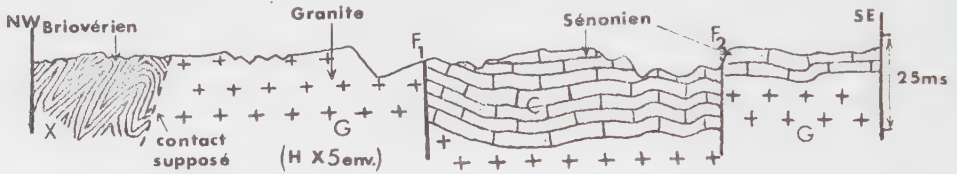
PLANCHE VI

ENREGISTREMENTS SPARKER au N du Cotentin
(Jurassique supérieur, Crétacé supérieur)

- 1 - Profil NW - SE, au N du Massif de Barfleur, sur le 50° parallèle : plis et faille (F) affectant le Jurassique supérieur (Kimméridgien-Portlandien probable) de la Manche centrale.
Faciès argileux ou marneux dominants avec intercalations de bancs calcaires donnant des réflexions mieux marquées. L'hétérogénéité de cette série entraîne l'irrégularité de la surface d'érosion (E). Localement la couverture de dépôts meubles s'épaissit (S).



- 2 - Profil NW-SE, à 8 km au N de la Pointe de Barfleur : compartiments de Crétacé supérieur (calcaires quartzeux, glauconieux et crayeux du Sénonien) limités par des failles (F 1 et F 2). Le Crétacé repose sur le Granite de Barfleur (G). Les phyllades biovériens (X)affleurent plus à l'Ouest sans qu'il soit possible de discerner le contact avec le Granite.



- 3 - Profil SW - NE, à 5 km au NW du Cap Lévy : large cuvette de Crétacé supérieur (C = Craie blanche maestrichtienne à l'affleurement) reposant en discordance sur le Briovérien (X = phyllades sériciteux, lardés de quartz, souvent très déformés). Surface d'érosion (E) irrégulière, à la fois sur les phyllades et sur la craie.



e) de 1969. L'emplacement des portions de profils reproduites ici est indiqué sur la figure 5.

L'appareillage, mis au point par la division "Géophysique" de l'Institut Français du Pétrole, utilise comme source sonore une étincelle produite dans l'eau par la décharge de capacités. L'onde de pression créée dans l'eau par l'étincelle se réfléchit sur le fond et sur les discontinuités physiques situées sous le fond. Les ondes réfléchies sont captées par un ensemble d'hydrophones piézoélectriques qui les transforment en signaux électriques. Ces signaux s'inscrivent directement, en fonction du temps, sur un enregistreur à hélices, donnant des "coupes verticales" des terrains situés sous le fond de la mer (Robert, 1969).

En abscisse, l'échelle des temps indique approximativement des intervalles de 5 minutes, parfois de 10 minutes. Sur chaque copie d'enregistrement, j'ai porté les distances parcourues correspondantes (La distance indiquée est une valeur moyenne pour la portion de profil photographiée).

PLANCHE VI

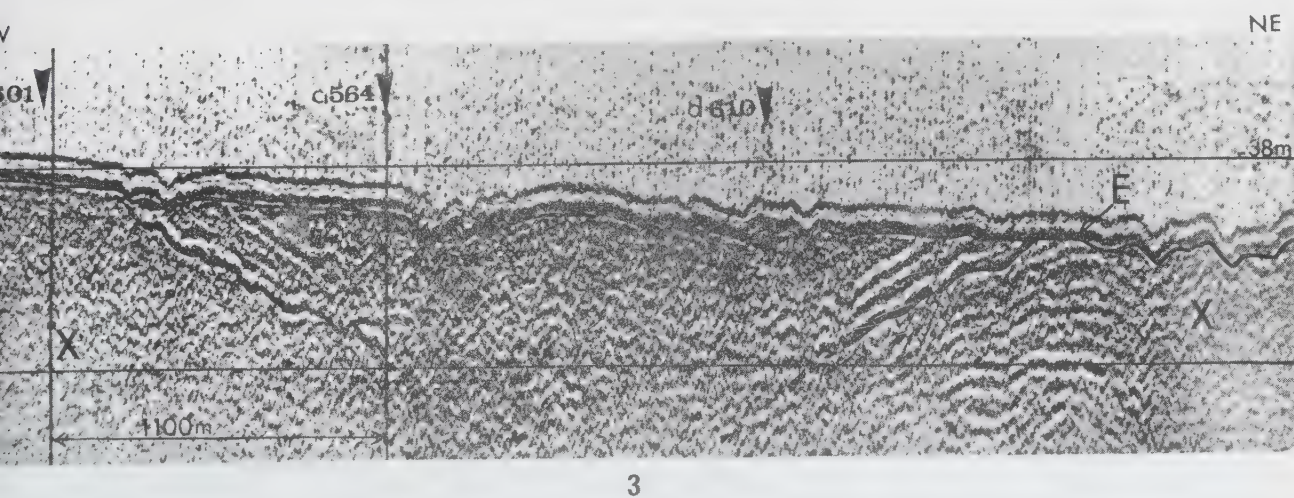
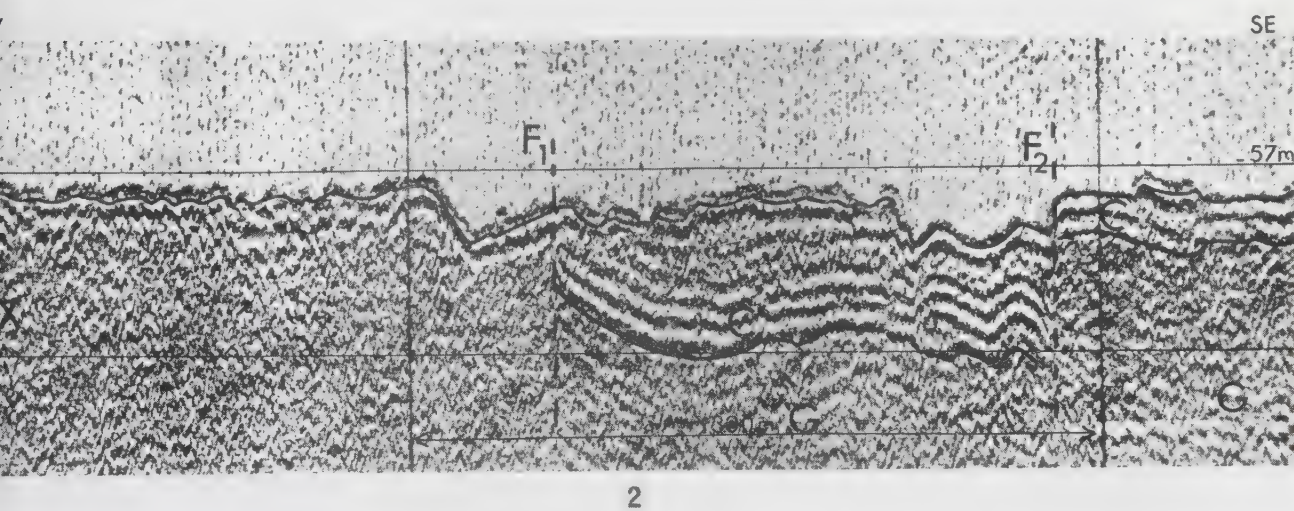
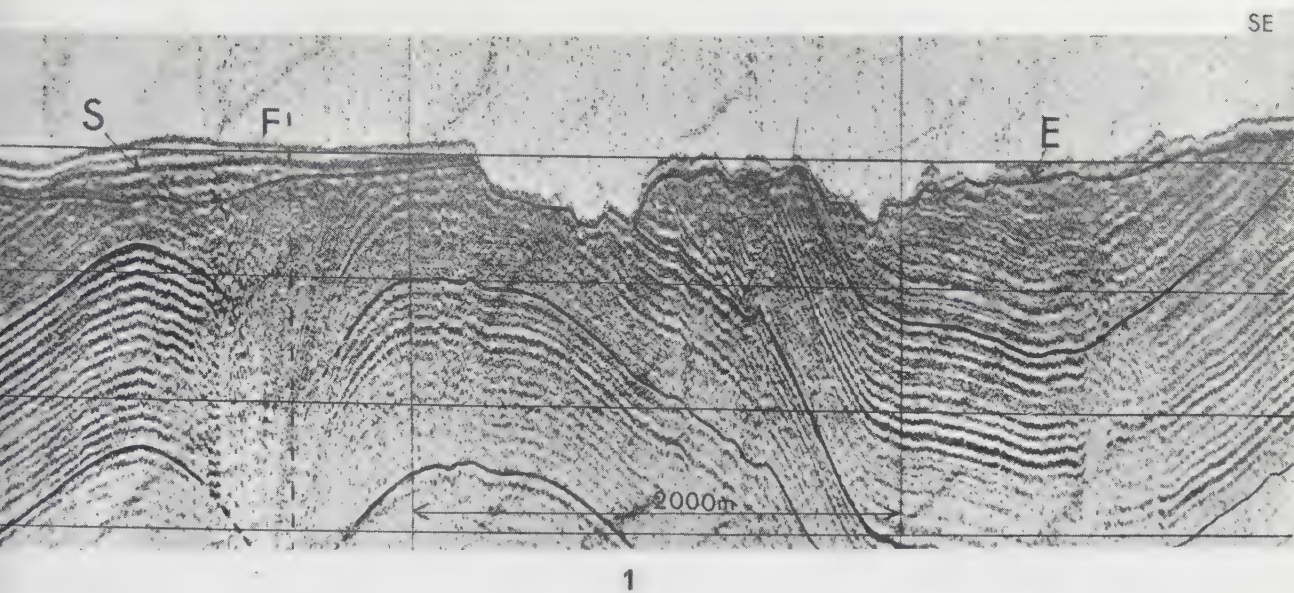
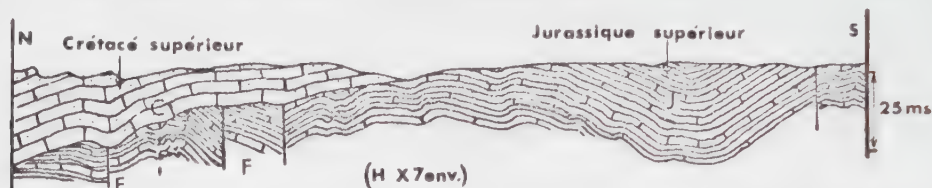


PLANCHE VII

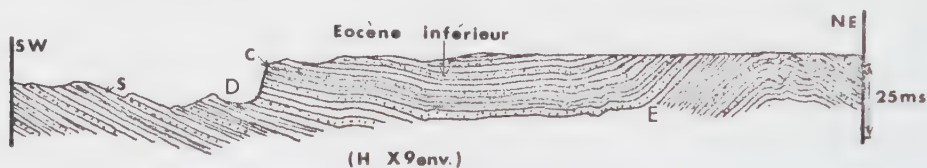
ENREGISTREMENTS SPARKER en Manche centrale

(Principales déformations de la couverture posthercynienne)

- 1 - Profil N - S, au N du Cap de la Hague, au voisinage du 50° parallèle : discordance du Crétacé supérieur (C = craie glauconieuse et quartzeuse, probablement cénomanienne) sur le Jurassique supérieur (J = faciès marneux du Callovo-Oxfordien). Le Crétacé supérieur est légèrement incliné vers le Nord. Le Jurassique supérieur est plissé et faillé (F). Cette coupe met en évidence des déformations antérieures Crétacé supérieur (Cénomaniens ?) On relève une légère dépression au contact du Crétacé et du Jurassique.



- 2 - Profil SW - NE, au N de Cherbourg, à mi-distance des côtes françaises et anglaises : L'Eocène inférieur (argiles et sables, localement des grès) en disposition synclinale au N du périmètre étudié. Cette structure, sensiblement orientée W - E, témoigne de mouvements tertiaires en Manche centrale. L'Eocène repose sur des calcaires crayeux du Maestrichtien (C). La petite dépression située à gauche du cliché (D), présente des flancs dissymétriques en relation étroite avec l'inclinaison des couches vers le Nord (s = surface structurale, c = crêt). Vers le Nord, la surface d'érosion presque plane est indépendante de la structure.

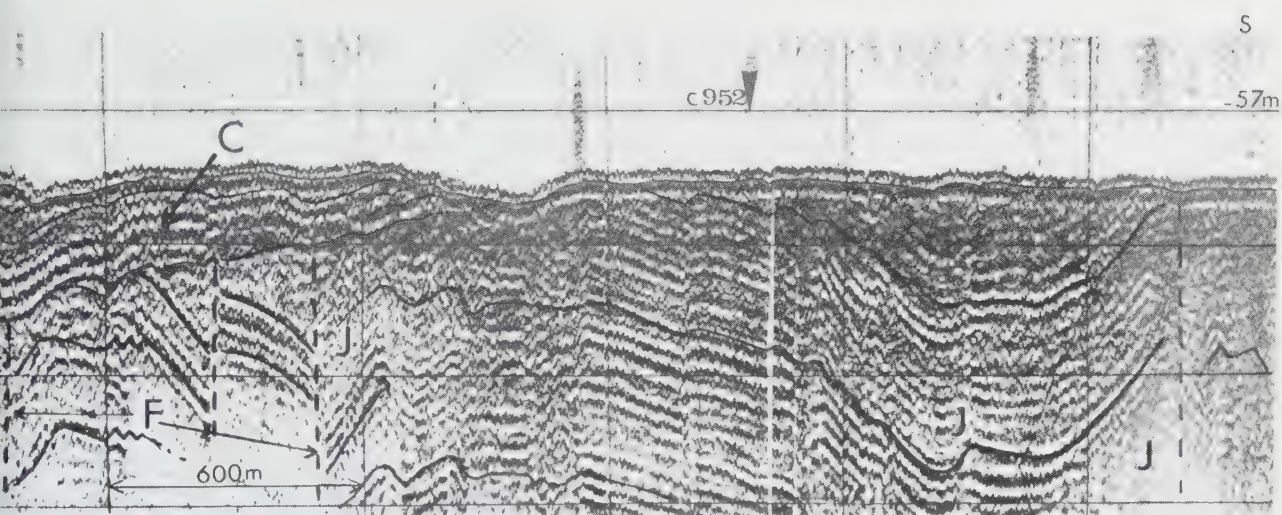


- 3 - Profil N - S, au N du Cap de la Hague, entre 50° 13' et 50° 10' N : Contact par faille (F) entre le Kimméridgien-Portlandien (J = argiles et marnes) incliné vers le Nord et l'Eocène inférieur (E = argiles et sables) reposant sur le Crétacé supérieur crayeux (C).

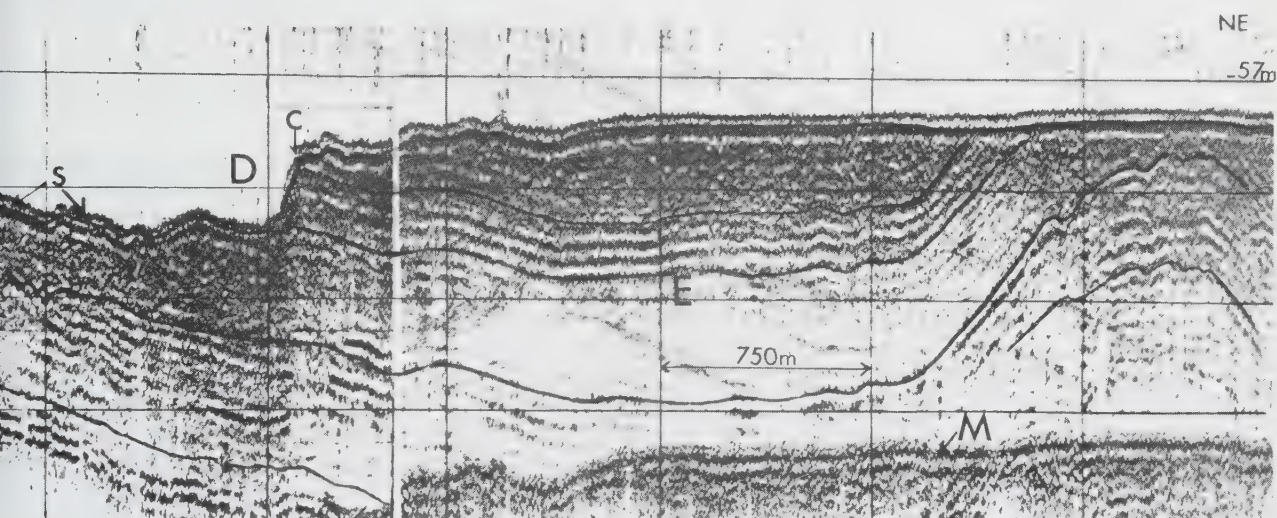


(1 - suite) En ordonnée, les graduations horizontales représentent 25 millisecondes, c'est-à-dire 19 m dans l'eau et 22 m dans les sédiments en admettant comme vitesses de propagation des ondes : 1 500 m/s dans l'eau et 1 750 m/s dans les sédiments. Dans la roche, les vitesses varient selon la lithologie; elles sont de l'ordre de 2 700 à 2 800 m/s dans les marnes jurassiques ou la craie cénomanienne. Les réflexions multiples, parfois très énergiques, sont notées M. Les dragages (d) ou les carottages (c) réalisés exactement sur les profils sont indiqués.

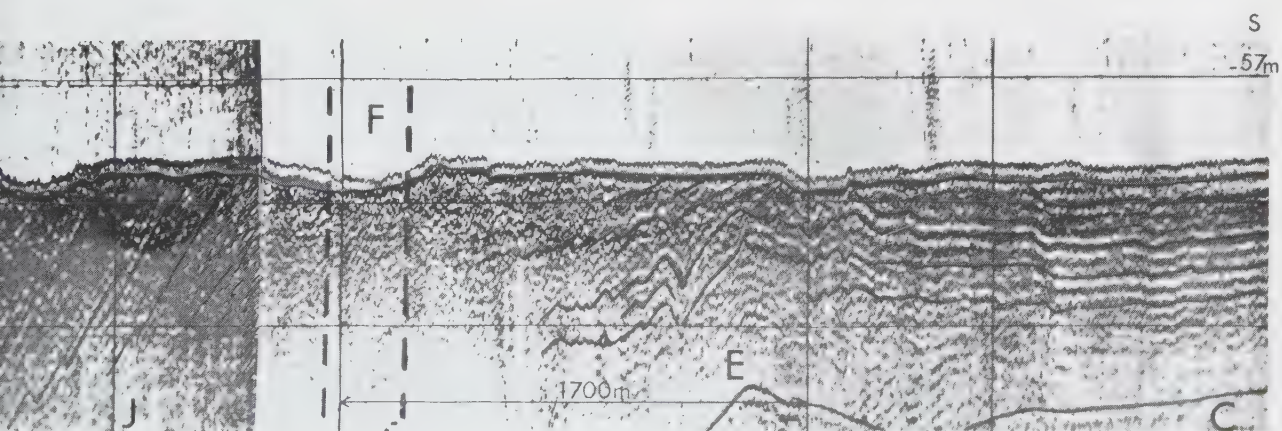
PLANCHE VII



1



2



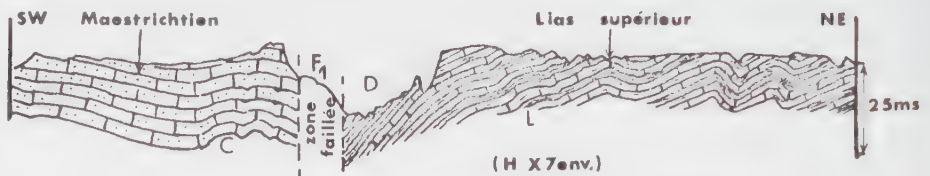
3

PLANCHE VIII

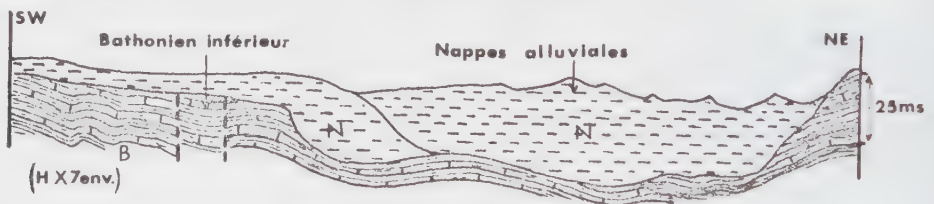
ENREGISTREMENTS SPARKER à la périphérie du Cotentin

(Dépressions, paléovallées, bancs).

- 1 - Profil SW - NE, à environ 8 km au N du Cap de la Hague :
Contact par faille (F) entre le Crétacé supérieur (C = craie blanche maestrichtienne à l'affleurement) et le Lias supérieur (L = faciès calcaires et argileux du Domérien et du Toarcien).
L'hétérogénéité des faciès explique l'irrégularité de la surface d'érosion sur le Lias. La dépression (D) coïncide avec la zone faillée.



- 2 - Profil SW - NE, à une quinzaine de kilomètres au N de l'Anse Saint-Martin :
Paléovallée de la Seine après son confluent avec la paléovallée orientale.
N 1 et N 2 = Nappes alluviales emboîtées.
E = surface d'érosion dans les faciès marneux du Bathonien inférieur (B) affectés d'ondulations et de failles à faible rejet.



- 3 - Profil NW - SE, à 2 km à l'E des Iles Saint-Marcouf :
Paléovallée de la Vire : trois anciens thalwegs apparaissent sur le cliché.
E = surface d'érosion dans les calcaires marneux du Sinémurien (L) inclinés vers le secteur Est.
N = nappes alluviales anciennes,
S = Banc de sables quartzeux fins accidenté de dunes hydrauliques (H):
bordure septentrionale du Banc du Cardonnet.
M = multiple.

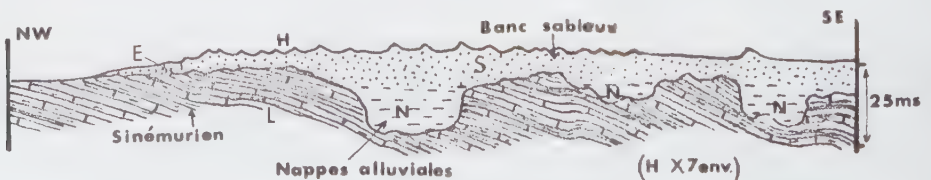


PLANCHE VIII

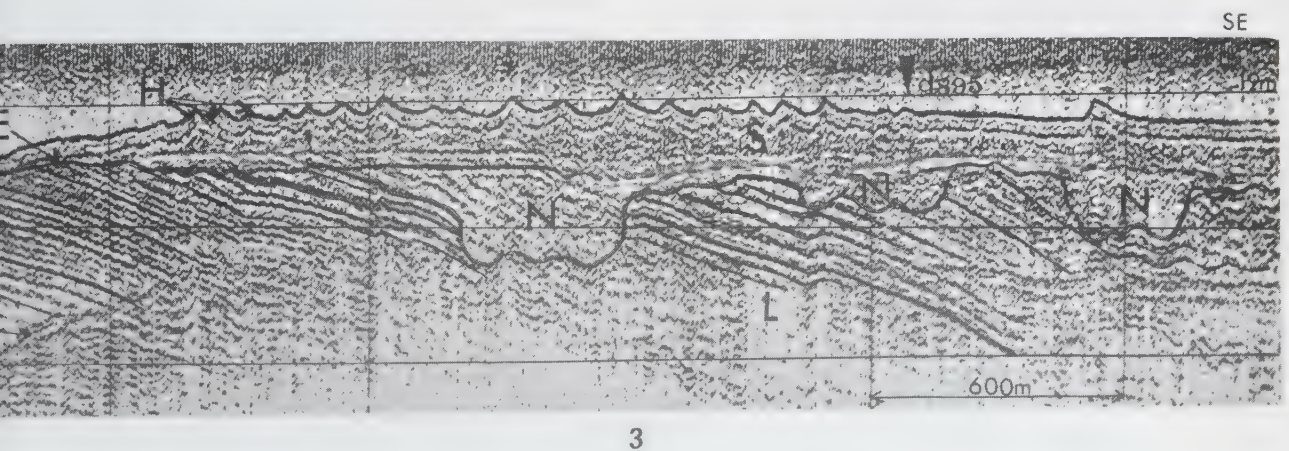
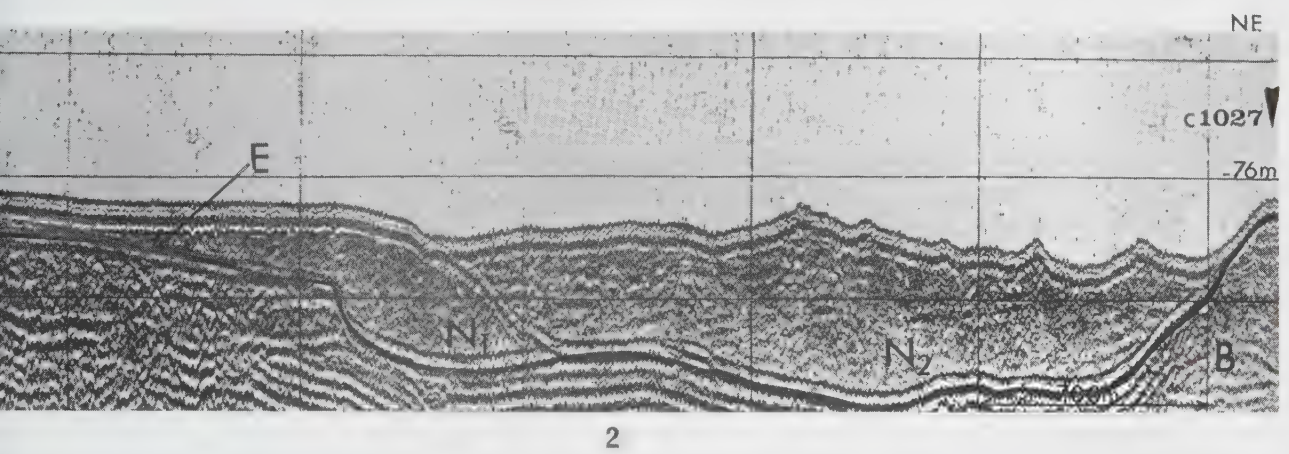
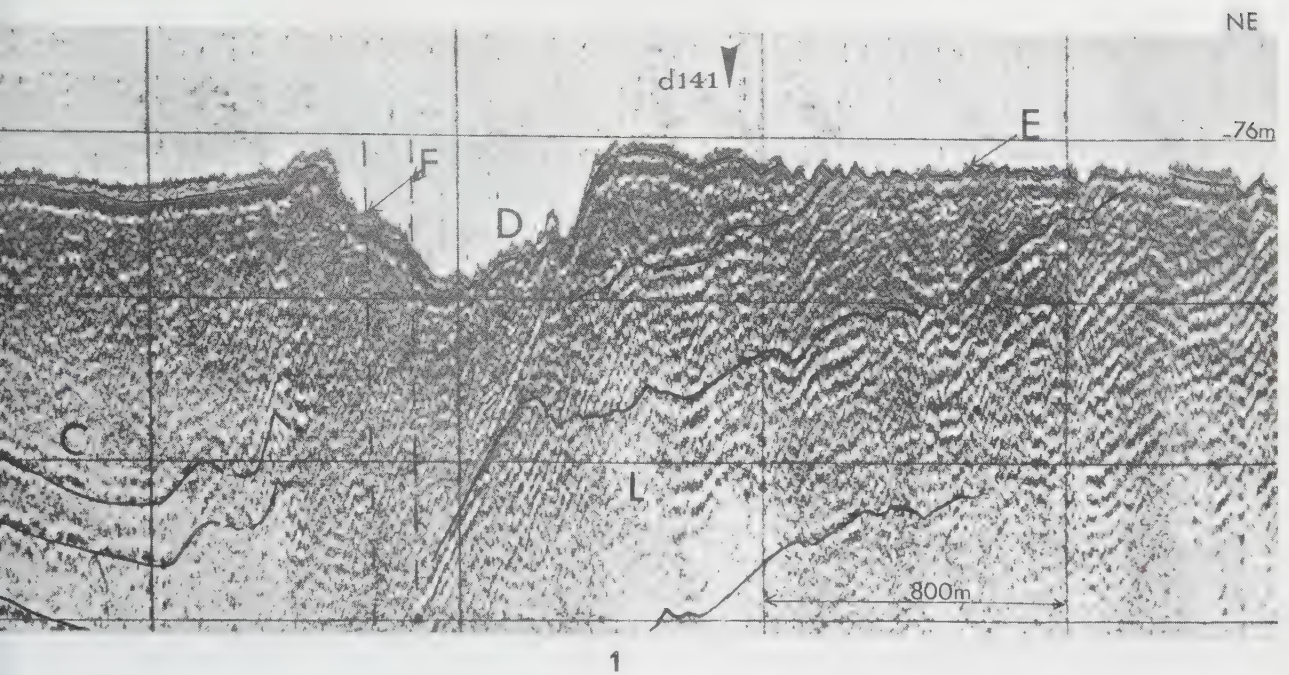


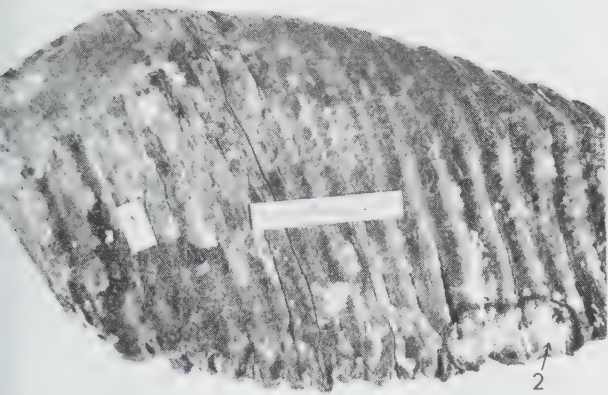
PLANCHE IX

QUATERNAIRE

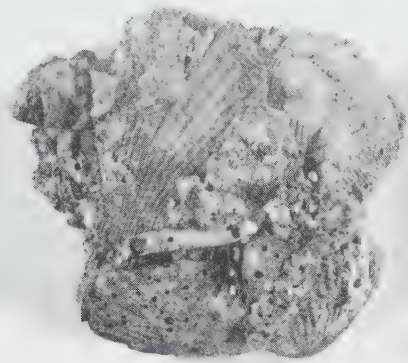
(Molaire de Mammouth, cimentations)

- 1 et 2 - Molaire de *Mammuthus primigenius* recueillie en Manche orientale, au SW de Beachy-Head, à une soixantaine de mètres de profondeur. Cette molaire porte des vestiges de ciment calcaire (photo 2) contenant des grains de quartz. Elle présente une patine ferrugineuse et des encroûtements de Bryozoaires membraneux et de Serpulidés.
- 3 - Galet de silex fragmenté par le gel dont les éclats ont été recimentés sur place (station 212, en Manche centrale, à 15 km au NE de Cherbourg).
- 4 - Coquilles de *Chlamys varia* et de *Venerupis rhomboïdes* prises dans un ciment calcaire avec des graviers de silex, de calcaires crayeux et des grains de quartz. L'échantillon porte des tubes de Serpulidés et présente des perforations de *Cliona ciliata* (Manche centrale, près de la Fosse médiane, station 34 : fig. 25).
- 5 - Valves de *Venerupis rhomboïdes* et d'Ostréidé unies par un ciment calcaire. La coquille de *Venerupis rhomboïdes* est plus grande, plus épaisse et présente un bord anal moins tronqué que les formes actuelles. Encroûtements de Bryozoaires membraneux, de Serpulidés et perforations de *Cliona ciliata* (Station 57: Manche centrale).
- 6 - Petit conglomérat coquillier contenant *Glycymeris glycymeris*, *Buccinum undatum* (jeune), des graviers de silex et des grains de quartz. La valve de *Glycymeris glycymeris* est plus inéquilatérale que les coquilles des variétés actuelles. Encroûtements de Bryozoaires membraneux, de Serpulidés et perforations de *Cliona ciliata* (station 57 en Manche centrale).

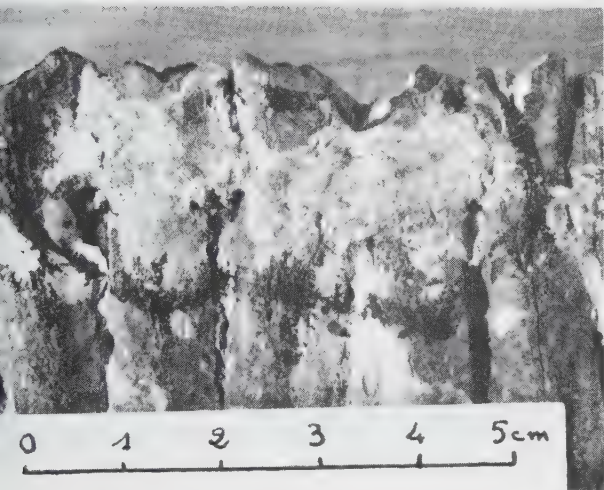
PLANCHE IX



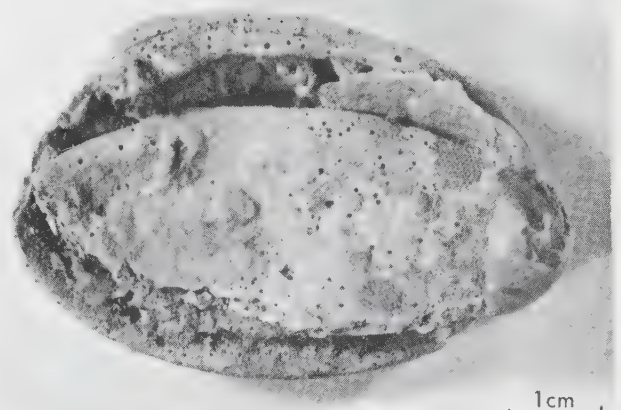
1



4



2



5



3



6

PLANCHE X

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

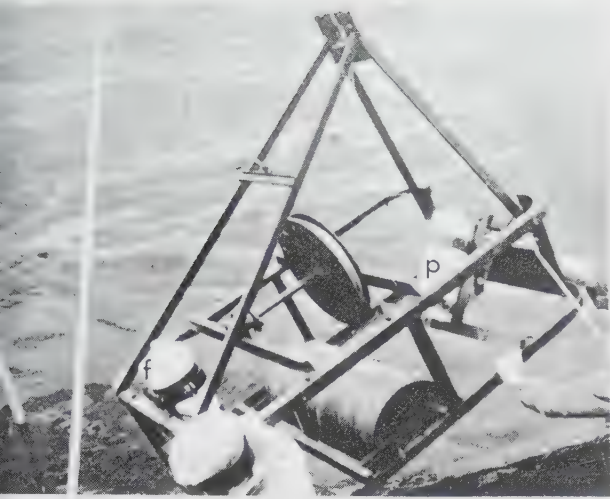
(Fonds rocheux)

- 1 - Benne preneuse équipée d'un dispositif photographique : p = tube photo, f = tube flash (voir schéma dans l'introduction).
- 2 - Troïka équipée d'un tube caméra (c), d'un tube flash (f) et d'un tube batteries d'alimentation (b).
- 3 - Station 1 362 (Manche centrale, à 13 km au NNW du Cap de la Hague, 66 m de profondeur) :
Fonds rocheux (craie maestrichtienne) avec *Flustra foliacea*^v, Spongiaires, recouvert de sables zoogènes grossiers (III d).
- 4 - Station 1 368 (Manche centrale, à 10 km au NW de Cherbourg, 30 m de profondeur) :
Affleurements de phyllades briovériens, encroûtés, avec *Alcyonidium digitatum*^v, Spongiaires, Balanes. Débris coquilliers épars.
- 5 - Station 1 327 (Entre Manche centrale et Baie de Seine, à 22 km à l'E de Barfleur, 45 m de profondeur) :
Affleurements de calcaires bathoniens partiellement recouverts de graviers coquilliers, avec *Modiolus barbatus*⁺
- 6 - Station 1 373 (Manche centrale, à 7 km au NNE de Cherbourg, 25 m de profondeur) :
Gros bloc encroûté reposant sur le substratum rocheux constitué de phyllades sériciteux du Briovérien, avec *Nemertesia antennina*^v, *Sycon* sp.^v, *Hydraires*^v.

Remarques :

- Les symboles v et + signifient respectivement vivant et mort.
- Les abréviations telles que III d sont celles des sous-zones sédimentaires définies au chapitre 7. La terminologie utilisée est également définie dans ce chapitre (voir fig. 65 et 66).
- La détermination des organismes vivants a été faite sur le matériel prélevé à l'aide de la benne preneuse, à l'emplacement de la prise de vue.
- Le champ couvert est d'environ 50 x 70 cm, les différents clichés sont approximativement au 1/8. Une échelle graphique est portée en bas de chaque planche.

PLANCHE X



1



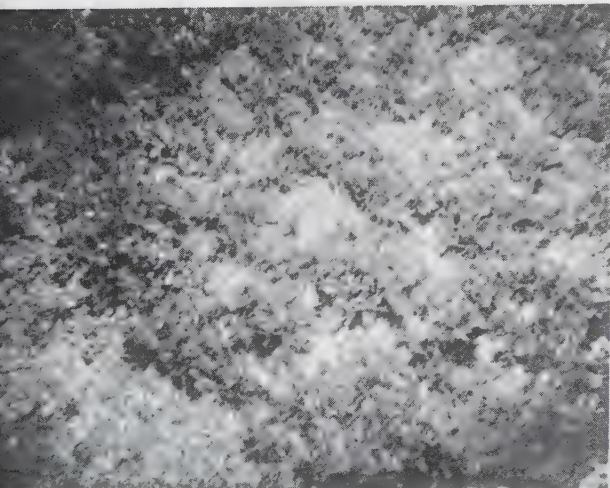
4



2



5



3



6

10cm

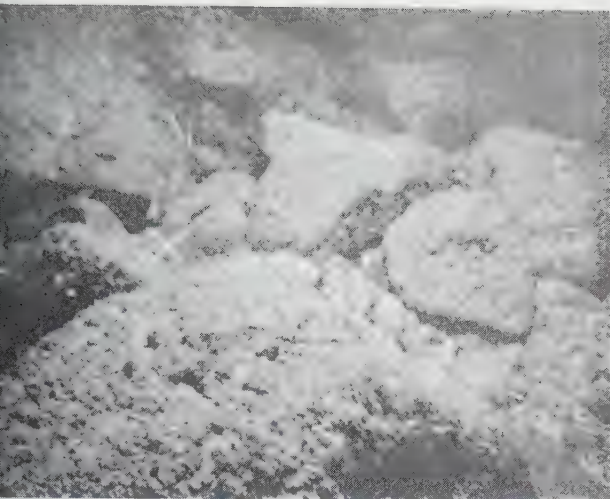
PLANCHE XI

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

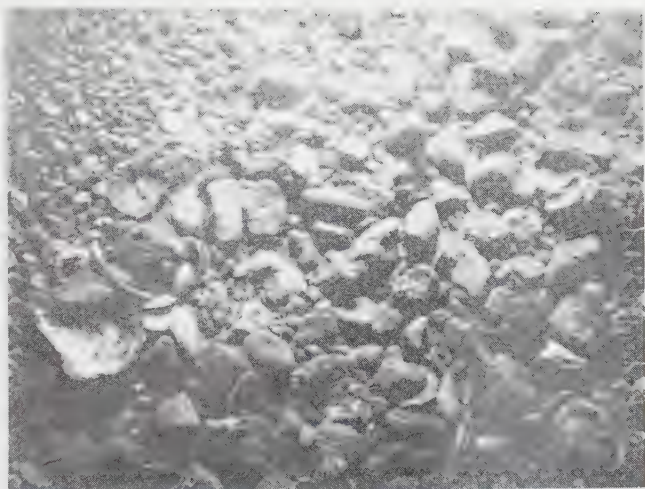
(Cailloutis)

- 1 - Station l 364 (extrémité nord-est de la Fosse de la Hague, 80 m de profondeur) :
Cailloutis (I a) de quartzites, encroûtés, avec Spongiaires^V, Tuniciers^V, Balanes^V et *Asterias rubens*^V.
- 2 - Station l 363 (Fosse de la Hague, 75 m de profondeur) :
Cailloutis (I a) nus de roches armoricaines (granites, gneiss, quartzites, grès, quartz) reposant sur des graviers siliciteux.
Noter l'usure très accusée de certains galets.
- 3 - Station l 349 (Manche centrale, à 9 km au NE de la Pointe de Barfleur, 45 m de profondeur) :
Cailloutis graveleux (I b) de silex, encroûtés, à calcaires crayeux et granites, avec *Balanus perforatus*^V, *Balanus crenatus*^V, *Pomatoceros tricheter*^V, *Spongiaires*^V.
- 4 - Station l 321 (Bordure septentrionale de la Baie de Seine, à 36 km au N d'Arromanches, dans la paléovallée de la Seine, 40 m de profondeur) :
Cailloutis graveleux (I b) de silex, à calcaires bathoniens, avec coquilles d'*Ostrea edulis*⁺, de *Venerupis rhomboïdes*^{V+}, de *Glycymeris glycymeris*^{V+} et encroûtements de *Pomatoceros tricheter*^{V+}. Noter le passage à un faciès graveleux, en haut à gauche.
- 5 - Station l 325 a (Entre Manche centrale et Baie de Seine, à 33 km à l'ENE de Barfleur, 47 m de profondeur) :
Cailloutis graveleux (I b) de silex, à calcaires crayeux et débris coquilliers, avec *Ophiotrix fragilis*^V, *Chlamys varia*⁺, *Flustra foliacea*^V, Hydraïres (*Hydrallmania falcata*^V), *Echinocyamus pusillus*^V.
- 6 - Station l 348 (Manche centrale, à 9 km au NE de Barfleur, 42 m de profondeur) :
Cailloutis sablo-graveleux (I b) à silex et calcaires liasiques, avec *Balanus crenatus*^V. Région de contact entre les cailloutis (zone I) et les sables zoogènes grossiers (III d) formant les Bancs de Barfleur.

PLANCHE XI



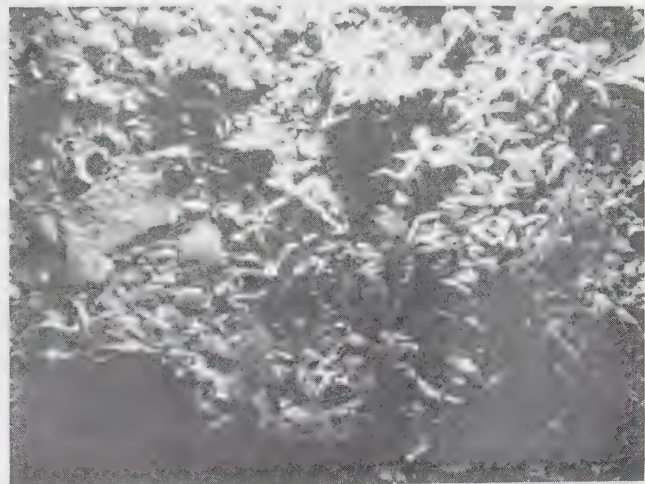
1



4



2



5



3



6

10cm

PLANCHE XII

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

(Graviers)

- 1 - Station 1326 (Entrée de la Baie de Seine, à 27 km à l'ENE de Barfleur, 52 m de profondeur) :
Graviers caillouteux (II a) de silex, encroûtés, à calcaires crayeux et débris coquilliers, avec *Chlamys opercularis*⁺, *Psammechinus miliaris*^v, *Flustra foliacea*^v, *Pomatoceros tricheter*^{v+}.
- 2 - Station 1 328 (Partie septentrionale de la Baie de Seine, à 27 km à l'E de Barfleur, 42 m de profondeur) :
Graviers caillouteux et sableux (II a), encroûtés, à silex, calcaires et silicifications bathoniens, avec *Flustra foliacea*^v, *Hydrallmania falcata*^v, *Antennaria ramosa*^v, tests de *Psammechinus miliaris*⁺ et coquilles de *Modiolus barbatus*⁺, *Maestra subtruncata*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Ostrea edulis*⁺, *Lutraria lutraria*⁺ et encroûtements de *Pomatoceros tricheter*^v.
- 3 - Station 1 325 b (Entre Manche centrale et Baie de Seine, à 33 km à l'ENE de Barfleur, 47 m de profondeur) :
Graviers caillouteux (II a) de silex, coquilliers, à calcaires crayeux, avec *Chlamys varia*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺ et *Ophiotrix fragilis*^v.
- 4 - Station 1 327 (Entrée de la Baie de Seine, à 22 km à l'E de Barfleur, 43 m de profondeur) :
Graviers lumachelliques (II b) de *Modiolus barbatus*⁺, à silex, avec *Glycymeris glycymeris*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Chlamys varia*⁺, *Echinocyamus pusillus*⁺, *Flustra foliacea*^v, *Pomatoceros tricheter*^{v+}.
- 5 - Station 1 375 (Grande rade de Cherbourg, passe de l'Ouest, 18 m de profondeur) :
Graviers (II b) lumachelliques de *Venerupis rhomboïdes*^{v+}, à phyllades briovériens, quartz, avec *Nucula nucleus*^{v+}, *Crepidula fornicata*⁺ et Rhodophycées.
- 6 - Station 1 330 a (Partie nord-ouest de la Baie de Seine, à 21 km à l'ESE de Barfleur, 38 m de profondeur) :
Graviers (II b) de silex, coquilliers, à silicifications bathoniennes, avec *Maestra subtruncata*⁺, *Modiolus barbatus*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Buccinum undatum*⁺ et colonies de *Antennaria ramosa*^v inclinées dans la direction du courant (d).

PLANCHE XII



1



4



2



5



3



6

10cm

PLANCHE XIII

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

(Graviers et Sables zoogènes graveleux)

- 1 - Station 1 329 (Partie nord-ouest de la Baie de Seine, 28 km à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue, 36 m de profondeur) :
Graviers (II b) coquilliers, à silex, silicifications et calcaires bathoniens, avec *Modiolus barbatus*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Glycymeris glycymeris*⁺, *Macra subtruncata*⁺.
- 2 - Station 1 367 (Partie occidentale de l'Anse de Cherbourg, à 1,5 km de la côte, 15 m de profondeur) :
Graviers sableux (II b) de phyllades briovériens, encroûtés de *Pomatoceros triqueter*^{v+}, à débris coquilliers. Région de contact entre les graviers de phyllades et les sables quartzeux, fins, bioclastiques, d'où les mélanges graviers sableux (cliché) ou sables graveleux (V b).
- 3 - Station 1 332 (Partie occidentale de la Baie de Seine, à 8 km à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue, 25 m de profondeur) :
Graviers zoogènes (III b 1) à galets épars de calcaires liasiques, couverts d'*Ophiotrix fragilis*^v, avec *Alcyonium digitatum*^v, *Buccinum undatum*⁺.
- 4 - Station 1 330 b (Partie nord-ouest de la Baie de Seine, à 22 km à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue, 38 m de profondeur) :
(A) Graviers zoogènes (III b 1) à silex, silicifications et calcaires bathoniens, avec *Flustra foliacea*^v, *Antennaria ramosa*^v, Spongiaires^v, coquilles de *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Modiolus barbatus*⁺, *Macra subtruncata*⁺, *Chlamys varia* au contact de :
(B) Sables zoogènes fins, disposés en rides dissymétriques conformément à la direction du courant (d) indiquée par l'inclinaison des colonies d'*Antennaria ramosa*^v. Cliché pris en morte eau. En vive eau, les courants sont plus forts, il est possible que les graviers ne soient pas recouverts de sables.
- 5 - Station 1 331 (Partie nord-ouest de la Baie de Seine, 20 km à l'E de Saint-Vaast-la-Hougue, 36 m de profondeur) :
(A) Graviers (II b) de silex, encroûtés, avec *Balanus crenatus*^v, *Nemerthesia antennina*^v, *Antennaria ramosa* et coquilles de *Modiolus barbatus*⁺, partiellement recouverts de (B): sables zoogènes fins (III e), quartzeux, disposés en rides dissymétriques conformément à la direction du courant (d) indiquée par les colonies d'Hydrides visibles sur le cliché.
Noter les dépressions à l'amont de certains graviers.
Les stations 1 330, 1 331 se trouvent dans une région de contact entre les zones graveleuses (II a, II b, III b 1) et les zones sableuses (III e, V d). La limite de ces zones peut subir de légères variations selon les conditions hydrodynamiques ambiantes. En morte eau, des sables fins peuvent localement recouvrir les graviers.
- 6 - Station 1 316 (Partie centrale de la Baie de Seine, à 9 km au NNW d'Arromanches, 20 m de profondeur) :
(A) Sables zoogènes graveleux (III b 2), à silicifications et calcaires bathoniens, avec coquilles de *Laevicardium crassum*⁺, *Ensis ensis*⁺, *Macra corallina*⁺, partiellement recouverts de (B): sables zoogènes fins (III e), quartzeux, disposés en rides. Noter la dépression autour de la coquille de *Laevicardium crassum*⁺ (Lv) due à la turbulence du milieu. Les trous visibles dans le sable (t) peuvent correspondre à des terriers de *Ensis ensis*.

PLANCHE XIII



1



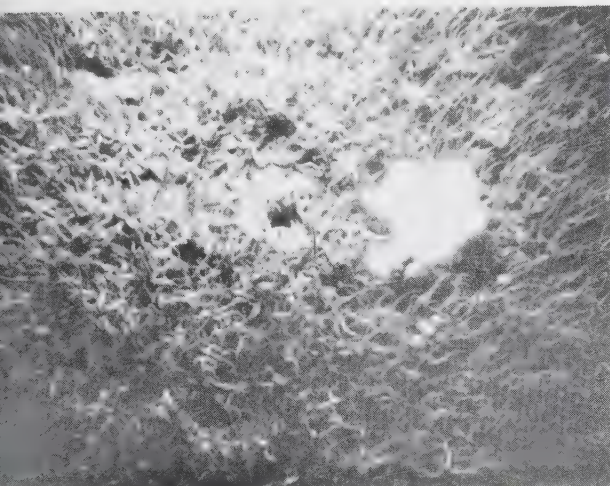
4



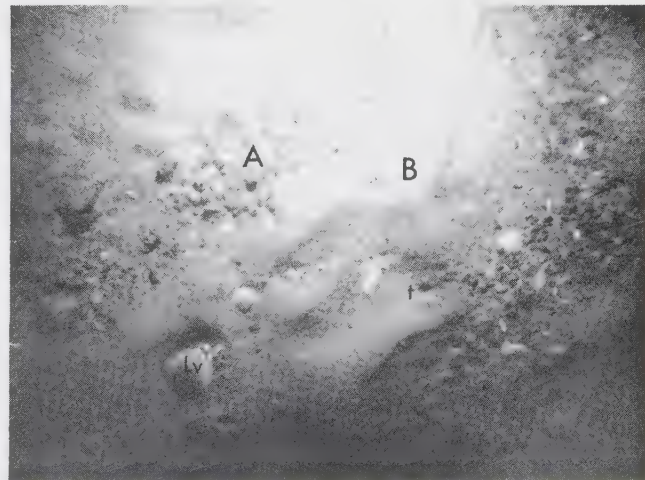
2



5



3



6

10cm

PLANCHE XIV

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

(Sables graveleux, Sables fins, Sédiments zoogènes)

- 1 - Station I 209 (Partie orientale de la Baie de Seine, dans la paléovallée de la Seine, au N d'Ouistreham, 30 m de profondeur) :
Sables graveleux, bioclastiques (V b), à silex, avec coquilles de *Lutraria lutraria*⁺, *Laevicardium crassum*⁺, tests de *Psammechinus miliaris*⁺ et colonies d'*Alcyonidium digitatum*^v.
- 2 - Station I 320 (Partie septentrionale de la Baie de Seine, à 30 km au N d'Arromanches, 35 m de profondeur) :
Sables graveleux bioclastiques (V b), à silex, avec coquilles de *Pecten maximus*⁺, *Laevicardium crassum*^{v+}, *Venerupis rhomboïdes*^v, *Mya truncata*^v, tubes de *Chaetopterus variopedatus*⁺, épifaune d'*Hydrallmania falcata*^v, *Nemerthesia ramosa*^v, *Halacium Haliecinum*^v et *Ophiura texturata*^v.
- 3 - Station I 303 (Partie orientale de la Baie de Seine, à 16 km au NW du Havre, 22 m de profondeur) :
Sables graveleux bioclastiques (V b), à silex, avec coquilles de *Laevicardium crassum*⁺, *Glycymeris glycymeris*⁺, *Macra subtruncata*⁺, *Lucina lactea*⁺, *Ensis ensis*⁺, *Nucula nucleus*⁺, *Natica nitida*^v et tests d'*Echinocyamus pusillus*⁺. La régularité des rides sableuses est perturbée au centre du cliché par une coquille de *Lamellibranchia* qui crée des tourbillons.
- 4 - Station I 319 (Partie septentrionale de la Baie de Seine, à 27 km au NNW d'Arromanches, 33 m de profondeur) :
Sables zoogènes graveleux (III b 2), à silex, quartz, avec coquilles de *Ensis ensis*⁺, *Laevicardium crassum*^{v+}, *Venerupis rhomboïdes*^{v+}, *Lucina lactea*⁺, et colonie d'*Hydrallmania falcata*^v.
- 5 - Station I 208 (Extrémité occidentale du Banc de Seine, 18 m de profondeur).
Sables zoogènes grossiers (III d), quartzeux, affectés de rides presque symétriques. Le matériel le plus fin se concentre au sommet des rides et les débris coquilliers dans les creux.
- 6 - Station I 304 (Partie orientale de la Baie de Seine, à 11 km à l'WNW du Havre, 17 m de profondeur) :
Sables quartzeux fins (V d), bioclastiques, avec *Echinocardium cordatum*^v, *Ophiura texturata*⁺ et coquilles de *Ensis ensis*⁺, *Phaxas pellucidus*⁺, *Venerupis rhomboïdes*⁺, *Lucina sp.*⁺. Rides de courant déformées.

PLANCHE XIV



1



4



2



5



3



6

10cm

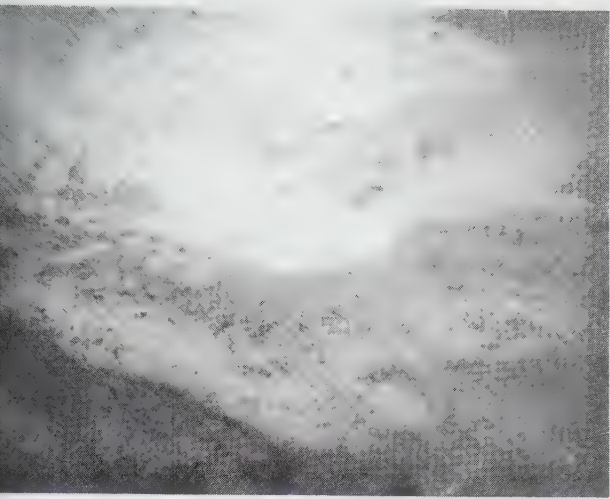
PLANCHE XV

FACIES SEDIMENTAIRES ACTUELS

(Sables fins, sablons, sables vaseux)

- 1 - Station 1 336 (Partie occidentale de la Baie de Seine, Banc de Saint-Marcouf, 10 m de profondeur) :
Sables quartzeux fins (V d), bioclastiques, avec *Echinocyamus pusillus*^v.
Petites rides de courant déformées photographiées en période de morte eau.
- 2 - Station 1 343 (Partie occidentale de la Baie de Seine, à 5 km au NE des Iles Saint-Marcouf, 20 m de profondeur) :
Sables zoogènes homogènes fins (III e), quartzeux, avec rides dissymétriques et rides linguïdes.
- 3 - Station 1 371 (Partie orientale de l'Anse de Cherbourg : Baie du Becquet, à 2 km du Cap Lévy, 25 m de profondeur) :
Sablons quartzeux (V e) à fins débris coquilliers, affectés de petites rides de courant.
- 4 - Station 1 372 (Partie orientale de l'Anse de Cherbourg : Baie du Becquet, à 1,5 km de la côte, 15 m de profondeur) :
Sables vaseux (V I a), à débris coquilliers, avec *Sagartia troglodites*^v, *Ampelisca spinipes*^v, *Nephtys humbergii*^v, coquilles de *Venerupis rhomboïdes*⁺ et de *Nucula nucleus*^{v+}.
- 5 - Station 1 377 (Grande rade de Cherbourg, au SW du Fort de l'Est, 12 m de profondeur) :
Sables vaseux (V I a) montrant des orifices de terriers d'*Upogebia deltaura* (t) et des empreintes effilées de poissons posés sur le fond (x). L'un d'eux (Gobiidé), surpris par la benne photographique, s'enfuit en soulevant la vase.
- 6 - Station 1 376 (Grande rade de Cherbourg, près du Fort central, 10 m de profondeur) :
Sables vaseux (V I a) à Annélides (*Melinna palmata*^v, *Leiochone clypeata*^v) et *Upogebia deltaura* dont on aperçoit l'orifice des terriers (t), avec coquilles de *Solen marginatus*^{v+} et de *Diplodonta rotundata*^{v+}. Le sillon visible sur la droite du cliché peut correspondre à une trace de chalut.

PLANCHE XV



1



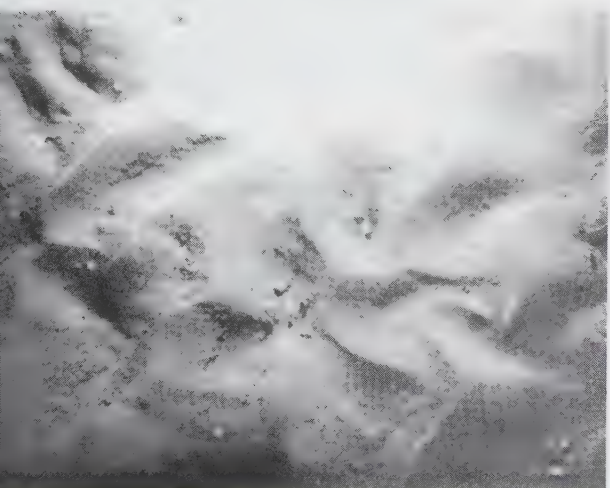
4



2



5



3



6

10cm

PLANCHE XVI

LA BAIE DES VEYS

(Vue aérienne à marée basse)

Les flèches indiquent le sens de progression des sables.

Les tirets marquent les zones d'érosion et les croix les zones d'accumulation. Ces résultats ont été obtenus en comparant ces clichés (1965) à ceux de 1955.

- 1 et 2 - Barres d'avant-côte(1), sub-parallèles, dont l'entassement près du rivage donne naissance à une flèche sableuse (2) dans le prolongement sud-est de la côte orientale du Cotentin.
- 3 - Flèche sableuse et crochets dunaires de la Pointe du Grouin qui se développe vers l'Ouest. Noter plus au Nord, à partir des Rochers de Grandcamp, la disposition, oblique par rapport au rivage, des crêtes sableuses qui progressent vers le Sud-Ouest.
- 4 - Crêtes sableuses concentriques autour de la Pointe de Brévands qui tend à progresser vers le Nord-Est.
- 5 - Déviations des rivières de Carentan et d'Isigny à la sortie de leur cours canalisé. Cette brusque modification du tracé des chenaux, due à la progression des sables vers la Baie des Veys, entraîne l'érosion de certains secteurs (rives concaves) de la Pointe de Brévands (-).
- 6 - Slikkes sableuses avec *Cerastoderma edule*,^{v+} *Arenicola marina*.^v
- 7 - Slikkes vaseuses et sablo-vaseuses, avec *Cerastoderma edule*,^{v+} *Hydrobia ulvae*,^{v+} *Scrobicularia plana*,^{v+} *Nereis diversicolor*^v et végétation de Zostères et de Spartines.
- 8 - Schorres drainés par de multiples marigots, avec végétation d'Halophytes.
- 9 - Zones endiguées, conquises sur le domaine maritime.

D'après les clichés de l'Institut
Géographique National (Mission
Bricquebec-Grandcamp-les-bains, 1965)

PLANCHE XVI



VU:
Le Président du Jury,
C. PAREYN

VU et PERMIS D'IMPRIMER:

Caen, le

Le Président de l'Université

